JAHRBUCH

2020

BAND 160/1–4

Geologische Bundesanstalt

JAHRBUCH

2020

BAND 160/1–4

Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Die Geologische Bundesanstalt ist eine Forschungseinrichtung des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Forschung.

Bundesministerium
Bildung, Wissenschaft
und Forschung

Topografie: © BEV 2021, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, N2021/87999.

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Verlagsort: Wien
Herstellungsort: Wien
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt"
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Gerin Druck GmbH, Gerinstraße 1–3, 2120 Wolkersdorf im Weinviertel.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 1–528 | Wien, Dezember 2020

Inhalt

LINNER, M., FRANK, W., DELLMOUR, R., APPEL, E. & HOFMANN, T.: a.o. Univ. Prof. Dr. Gerhard Fuchs (6. April 1934 – 8. August 2020) – Geologische Kartierung und Himalaya – Die Abenteuer seines Lebens 5

ROHATSCH, A., POISEL, R., CERNY, C. & HOFMANN, T.: Zur Erinnerung an Walter Eppensteiner (22. Dezember 1929 – 15. Mai 2020) 19

MATZINGER, M. & FINGER, F.: Der Bittesch-Gneis im Nationalpark Thayatal-Podyjí (Österreich, Tschechische Republik) . 25

PRIEWALDER, H.: Chitinozoen der Plöcken-Formation (Hirnantium) und Kok-Formation (oberes Llandovery–unteres Ludlow) aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen, Österreich) 45

HISTON, K. & MESSNER, F.: Systematische Untersuchung der obersilurischen (Ludfordium) nautiloiden Cephalopoden des Profils Eggenfeld (Grazer Paläozoikum, Steiermark, Österreich) 131

SCHRAUT, G.: Paläofaunistische Untersuchungen aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium) von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 6: Crinoidea MILLER, 1821 177

SCHRAUT, G.: Trilobiten aus der Grenzland-Formation, mittlere Rattendorf-Gruppe (Sakmarium, Unterperm) der Karnischen Alpen (Österreich) 207

SZENTE, I.: Eine bemerkenswerte Invertebraten-Vergesellschaftung in den Werfener Schichten (Untertrias) des Toten Gebirges (Steiermark, Österreich) 227

ŠVÁBENICKÁ, L., GEBHARDT, H. & LOBITZER, H.: Kalkige Nannofossilien der Awgu-Formation (Turonium und Coniacium), Calabar Flank, Südostnigeria 241

ZORN, I.: Verloren und gefunden – Die Fossilien aus dem ehemaligen „Montanistischen Museum" (1835–1849) in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien 251

KRENN, M.: Die Bedeutung der Geowissenschaften für die ersten allgemeinen Wasserleitungen in Linz und Urfahr im ausgehenden 19. und beginnenden 20. Jahrhundert 319

HOFMANN, T. & KRENN, M.: Paul Partsch an Moriz Hörnes am 27. Mai 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!" 343

MERTZ, G.: „Das Braun der Erde". Die Träger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt und der Nationalsozialismus 359

GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Ferdinand von Hochstetters Beschreibung von Dunit 1864 – eine englische Übersetzung mit Anmerkungen 409

HEJL, E.: Was ist Leben und wie ist es entstanden? Molekularbiologische, kosmochemische und geologische Aspekte der Abiogenese 423

Contents

LINNER, M., FRANK, W., DELLMOUR, R., APPEL, E. & HOFMANN, T.: a.o. Univ. Prof. Dr. Gerhard Fuchs (6. April 1934 – 8. August 2020) – Geologische Kartierung und Himalaya – Die Abenteuer seines Lebens 5

ROHATSCH, A., POISEL, R., CERNY, C. & HOFMANN, T.: Zur Erinnerung an Walter Eppensteiner (22. Dezember 1929 – 15. Mai 2020) 19

MATZINGER, M. & FINGER, F.: The Bittesch-Gneis in the National Park Thayatal-Podyjí (Austria, Czech Republic) 25

PRIEWALDER, H.: Chitinozoans of the Plöcken Formation (Hirnantian) and Kok Formation (upper Llandovery–lower Ludlow) in the Cellon section (Carnic Alps, Austria) 45

HISTON, K. & MESSNER, F.: A Systematic Study of upper Silurian (Ludfordian) Nautiloid Cephalopods from the Eggenfeld Section (Graz Palaeozoic, Styria, Austria) 131

SCHRAUT, G.: Palaeofaunistic investigations on the upper part of the Lower Carboniferous (uppermost part of the Mississippian, Serpukhovian) of Nötsch (Carinthia, Austria). Part 6: Crinoidea Miller, 1821 177

SCHRAUT, G.: Trilobites from the Grenzland Formation, middle Rattendorf Group (Sakmarian, Lower Permian) from the Carnic Alps (Austria) 207

SZENTE, I.: A remarkable invertebrate fossil assemblage from the Lower Triassic Werfen Formation of the Totes Gebirge (Styria, Austria) 227

ŠVÁBENICKÁ, L., GEBHARDT, H. & LOBITZER, H.: Turonian and Coniacian Calcareous Nannofossils of the Awgu Formation, Calabar Flank, Southeastern Nigeria 241

ZORN, I.: Lost and found – The fossils from the former „Montanistisches Museum" (1835–1849) in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna 251

KRENN, M.: The importance of geosciences for the first general water pipes in Linz and Urfahr in the late 19th and early 20th century 319

HOFMANN, T. & KRENN, M.: Paul Partsch to Moriz Hörnes on May 27, 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!" 343

MERTZ, G.: „The Brown of the Earth". The Recipients of the Haidinger Medals of the Geological Survey of Austria and the National Socialist Era 359

GRAPES, R. & NOLDEN, S.: Ferdinand von Hochstetter's 1864 description of Dunite – a scholarly annotated English translation 409

HEJL, E.: What is life and how did it begin? Biochemical, cosmochemical and geological aspects of abiogenesis 423

Anmerkung / Note

Sprache des Artikels in fetter Schrift / article language in bold font

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 in den Jahren 2017–2020

Geological Mapping Reports for the 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2017–2020

Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)

Heuser, D.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbach auf Blatt 21 Horn 451

Sorger, D.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn 456

Reiser, M.: Bericht 2019 über strukturgeologische Aufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke auf Blatt 102 Aflenz Kurort 458

Gruber, A., Ortner, H., Huet, B., Iglseder, C. & Lotter, M.: Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias") bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger 460

Huet, B., Rogowitz, A., Linner, M. & Iglseder, C.: Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel 466

Huet, B., Schuster, R. & Iglseder, C.: Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml 470

Griesmeier, G.: Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming 473

Hejl, E.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im „Ennstaler Phyllitkomplex" und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming 480

Kartenwerk im UTM-System (Maps in UTM Map Projection)

Hornung, T.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck 483

Hormes, A.: Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital 495

Palzer-Khomenko, M.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Bereich Oberbergtal östlich der Oberissalm (Stubaital) auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital 498

Lotter, M.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Kolmitzen auf Blatt NL 33-04-03 Lienz 505

Schuster, R: Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach 507

Schuster, R: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der Reißeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach 512

Schuster, R. & Griesmeier, G.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach 516

Gebhardt, H.: Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn 520

Buchbesprechungen / Book Reviews

Glade, T. (Hrsg.), Mergili, M. (Hrsg.) & Sattler, K. (Hrsg.) (2020): ExtremA 2019 – Aktueller Wissensstand zu Extremereignissen alpiner Naturgefahren in Österreich 523

Klemun, M. (2020): Wissenschaft als Kommunikation in der Metropole Wien – Die Tagebücher Franz von Hauers der Jahre 1860–1868 524

Deutsche Gesellschaft für Geotechnik e.V. (Hrsg.) (2020): Geotechnisch-markscheiderische Untersuchung, Bewertung und Sanierung von altbergbaulichen Anlagen – Empfehlungen des Arbeitskreises Altbergbau 525

Fischer, A. & Ritschel, B. (2020): Alpengletscher – Eine Hommage 525

Egger, H. (2020): Bunte Steine – Ausflüge in die Erdgeschichte Ybbs- und Trauntal 526

Bundesdenkmalamt (Hrsg.) & Esser, G. (Red.) (2020): Kulturlandschaft Kellergassen Weinviertel, Symposium in Poysdorf vom 26. bis 28. Oktober 2018 527

Esser, G. (Hrsg.) (2020): Kulturlandschaft der Kellergassen – Erforschung – Schutz – Erhaltung 527

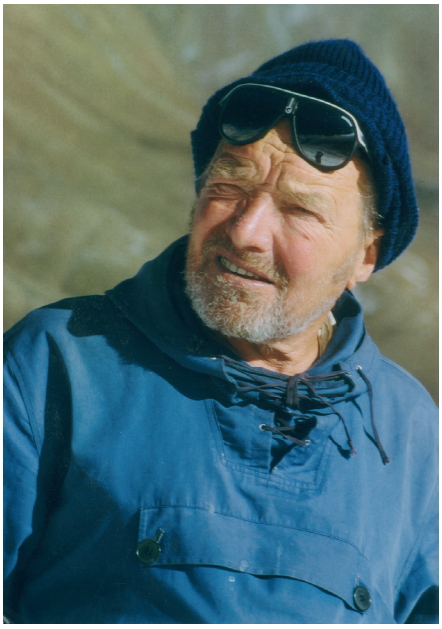
Hofmann, T. (2020): Abenteuer Wissenschaft: Forschungsreisende zwischen Alpen, Orient und Polarmeer 528

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 5–17 | Wien, Dezember 2020

a.o. Univ. Prof. Dr. Gerhard Fuchs
6. April 1934 – 8. August 2020

Geologische Kartierung und Himalaya – Die Abenteuer seines Lebens

„Blicken wir um uns, so finden wir eine vibrierende und pulsierende Vielfalt des Lebens.“
Gerhard Fuchs in seinen Gedanken über Leben und Tod



Mit heller Begeisterung für die Vielfalt des Lebens und der Natur, der belebten, wie der scheinbar „unbelebten“ hat Gerhard Fuchs über viele Jahrzehnte riesige Gebiete geologisch kartiert und erforscht. Im sanft hügeligen Mühl- und Waldviertel in Ober- und Niederösterreich, in hochalpinen Regionen in Tirol und Kärnten, aber auch in der Buckligen Welt am Rand der Ostalpen. Sein Name ist – weit über Österreich hinaus – mit dem höchsten Gebirge der Welt, dem Himalaya, verknüpft. Achtzehnmal war er, jeweils über mehrere Wochen und Monate, teils unter widrigsten Umständen unterwegs. Akribische Planungen und eiserne Selbstdisziplin prägten seine Expeditionen und seine Arbeit. Beginnende Müdigkeit, oder anderer körperlicher Unbill, waren kein Anlass, einen mühevollen Anstieg zu einem Aufschluss zu unterlassen und sich mit einer Vermutung zu begnügen. Außergewöhnliche körperliche und geistige Ausdauer ermöglichten Gerhard Fuchs im Rahmen seiner Tätigkeit an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) eine herausragende Kartierungsleistung als Grundlage für weitere Detailforschungen zu erbringen. Als kartierender Geologe steht er – was den Himalaya betrifft – in der Tradition von Ferdinand Stoliczka, Henry Hubert Hayden und Augusto Gansser.

Gerhard Fuchs kam als Sohn des Postbeamten Johann Fuchs und seiner Frau Maria am 6. April 1934 in Wien zur Welt. Er verbrachte auch den größten Teil seiner Schulzeit in Wien, wo er im Sommer 1953 am Bundesrealgymnasium Wien XV – Diefenbachgasse die Matura mit Vorzug ablegte. Nachdem sein Vater 1945 in jugoslawischer Kriegsgefangenschaft gestorben war, verlor er 1954 seine Mutter, ebenfalls viel zu früh, noch während des ersten Studienjahres. Aber vielleicht gerade deshalb schloss er sein durch eine Waisenpension ermöglichtes Geologiestudium an der Universität Wien bereits Ende 1957 ab. Bei seiner Dissertation in der Granatspitzgruppe der Hohen Tauern, betreut von den Professoren Leopold Kober und Eberhard Clar, konnte er seine Fähigkeit, in schwierigem Gelände zu kartieren und daraus in kurzer Zeit ein konsistentes geologisches Bild zu schaffen, aufzeigen. Im Jahr 1959 heiratete er seine Frau Ingolde, die in Volkskunde promovierte. Gerhard und Ingolde bekamen drei Söhne: Irmfried (1962), Sieghard (1964) und Bernhard (1966). Letzterer begleitete ihn mehrmals auf Expeditionen in den Himalaya.

Im Frühling und Sommer 1958 führte Gerhard Fuchs vier Monate geologisch-radiometrische Aufnahmen in Niederösterreich, Oberösterreich und Salzburg für die Studiengesellschaft für Atomenergie durch. Kurz darauf, im November 1958, trat er in den Dienst der Geologischen Bundesanstalt. Seine Hauptaufgabe war die Aufnahme geologischer Karten in Österreich. Begonnen im Rosaliengebirge, entfaltete sich seine Tatkraft in der Kartierung weiter Bereiche des Mühl- und Waldviertels sowie alpinistisch anspruchsvoller Abschnitte der Silvretta. In den 1980er Jahren setzte er seine Arbeit verstärkt in der Buckligen Welt fort und kartierte auch in der Sadnig-Gruppe, südlich der Hohen Tauern. Daraus entstand eine Vielzahl an Geologischen Karten mit maßgeblichem Kartierungs- und Bearbeitungsbeitrag von Gerhard Fuchs: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000 (1965); Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse 1:200.000 (1976); Blatt 17 Großpertholz (1977); Blatt 169 Partenen (Ost und West) 1:25.000 (1980); Blatt 20 Gföhl (1984); Blatt 36 Ottenschlag (1986); Blatt 170 Galtür (1990); Blatt 106 Aspang-Markt (1995); Blatt 9 Retz (1999); Blatt 8 Geras (2001); Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (2002); Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí 1:25.000 (2004); Geologische Karte – Amstettner Bergland und Strudengau (2005); Geologische Karte der Sadnig-Gruppe (2005).

Diese eindrucksvollen Leistungen im Inland führte er parallel zu seiner Forschungstätigkeit im Himalaya durch. Gerhard Fuchs' Kartierungen wurden in Kartierungsberichten wie auch in wissenschaftlichen Publikationen umgehend dokumentiert, bevorzugt in Druckwerken der GBA. Eine besondere Vorliebe empfand er für die Entwicklung der Böhmischen Masse. Als Meilensteine sind die lithologische Gliederung des Bavarikums (1962), dessen Definition als eigenständige tektonische Einheit (1976), das Modell des intramoldanubischen Deckenbaus vor der Überschiebung über das Moravikum (1976) und die Verortung einer „Granulitlamelle" als tektonischer Grenze zwischen Monotoner und Bunter Serie (FUCHS & SCHARBERT, 1979) hervorzuheben.

Bis zur Kartierung des Amstettner Berglandes, die Gerhard Fuchs erst nach dem Übertritt in den Ruhestand 1995 begann, bevorzugte er auch in Österreich die Kartierung mit Zelt und selbstversorgend. Nicht nur im Hochgebirge lebte er durchaus wie unter Expeditionsbedingungen und dabei sehr intensiv inmitten der Natur. So erinnert sich Manfred Linner an seine ersten gemeinsamen Kartierungen mit Gerhard Fuchs in Kärnten: „*Unmittelbar nach der nachmittäglichen Ankunft in der Asten, im Herz der Sadnig-Gruppe, erfragten wir einen Zeltplatz am Bach hinterm Astner Moos. Nach dem Aufstellen der Zelte sammelten wir unverzüglich Feuerholz, bevorzugt Lärchenästchen, die harzarm sind und kaum Funken sprühen. Das möglichst trockene Holz wurde unter einer mitgebrachten dicken Plache vor möglicher weiterer Nässe geschützt. Die Ausgangsbasis für unsere Aufnahmen war damit perfekt und wir konnten uns endlich der Geologie zuwenden. Es war schon später Nachmittag und Gerhard schlug vor, den Bach entlang zu den nächstgelegenen Felsen hinauf zu gehen und in den Bachkieseln gleich das bunte lithologische Spektrum der Matreier Zone, die durch die Asten streicht, zu studieren. Am Rückweg sammelten wir kleinblättrigen Bergsauerampfer zur Verfeinerung der Suppe und Blätter von Löwenzahn und Frauenmantel für den Salat. Zurück im Lager richtete Gerhard die Kochstelle mit fünf größeren Bachkieseln ein, für seine beiden rußgeschwärzten Töpfe für Suppe und Tee. Mit kräftigen Luftstößen entfachte Gerhard in Windeseile das Feuer, nach dem flink zubereiteten Hauptgericht wurde mit dem Restfeuer noch ein großer Topf Tee gekocht und dann das Feuer gleich wieder gelöscht. Es folgte der allabendliche Verdauungsspaziergang mit Gesprächen über Geologie und Natur.*"

Bereits im Sommer 1957 nahm Gerhard Fuchs als Geologe an der *Österreichischen Grönland-Expedition* des Österreichischen Alpenvereins nach Ostgrönland in die Stauning Alper teil und wusste dann: „Ich will Expeditionsgeologe werden!". Sein langgehegter Wunsch ging in Erfüllung, als ihm die *Österreichische Himalaja-Gesellschaft* ermöglichte, als Geologe an der *Österreichischen Dhaula-Himal-Expedition 1963* teilzunehmen. Ziel dieser Expedition war die bergsteigerische und geografisch-geologische Erschließung des nördlichen Bereiches der Dhaulagiri-Gruppe in West-Nepal. Das bergsteigerische Expeditionsumfeld bedingte dabei einen enormen Zeitdruck auf die geologischen Arbeiten. In der Folge reifte in ihm der Plan mit einem Auto nach Indien zu fahren und die interessantesten Punkte im nordwestlichen Himalaya aufzusuchen. Er nahm den 22. Internationalen Geologenkongress in Indien 1964 zum Anlass für seine erste eigene Forschungsreise in den Himalaya, zusammen mit seinem Kollegen von der GBA, Benno Plöchinger, und seinem Freund, dem Techniker Paul König. Die Fahrt mit einem VW 1500 über den Landweg nach Indien wurde durch geologische Exkursionen in den Elburz und Hindukush unterbrochen. Am Ziel ihrer Reise, im Himalaya, besuchten sie in Kashmir eine Reihe der klassischen Typlokalitäten der Tibet-Zone, um zu einem einheitlichen Bild der Schichtfolge und Tektonik zu gelangen. Auf der Fahrt nach Kathmandu (Nepal) wurden ebenfalls sämtliche abgefahrenen Strecken geologisch aufgenommen.

Basierend auf nur diese zwei Unternehmungen, der Dhaulagiri-Expedition und den ausgedehnten Exkursionen im nordwestlichen Himalaya, hatte Gerhard Fuchs den Mut, die Konsequenz und die Fähigkeit, seine Sichtweise auf das gesamte Gebirge in einer umfangreichen Abhandlung „Zum Bau des Himalaya" (1967) darzulegen. Unter anderem wurden darin zwei zu diesem Zeitpunkt grundlegend neue und regional verbreitete Phänomene vorgestellt: Die Abtrennung eines regional verbreiteten, schwach metamorphen mittleren tektonischen Stockwerkes (Chail-Decken) unter der Kristallin-Decke und über den kaum metamorphen Einheiten des Niederen Himalaya. Im Kontext seiner Übersicht und der Kenntnis der Entwicklung der Tibet-Zone postulierte er eine „kaledonische Orogenese/Metamorphose" in der Kristallin-Decke. Wenige Jahre danach wurden erste kambro-ordovizische Altersdaten von Graniten in der Kristallin-Decke bekannt gemacht. Die Natur und Auswirkungen dieses Ereignisses blieben für lange Zeit unbefriedigend verstanden, weil maskiert von der alles prägenden regionalen känozoischen Metamorphose des Himalaya. Erst 40 Jahre später konnte O.N. Bhargava im Abschnitt östlich von Simla mit Kartierung und Daten zeigen, dass auch Überschiebungen im Niederen Himalaya und eine noch heute mineralogisch erhaltene mittelgradige Metamorphose an der Front der Kristallin-Decke mit diesem altpaläozoischen Ereignis verbunden sind.

Mit zwei weiteren Expeditionen nach West-Nepal, 1967 mit Wolfgang Frank und nochmals 1973, schloss Gerhard Fuchs in West-Nepal an die Kartierung von 1963 an und erweiterte die von ihm kartierten Gebiete in der Region Dolpo auf mehr als 35.000 km^2, vergleichbar mit der Ausdehnung von Niederösterreich und Steiermark. Wolfgang Frank erinnert sich dankbar an seine erste Himalaya-Expedition 1967 mit Gerhard Fuchs als für ihn in mehrfacher Hinsicht prägend und richtungsweisend. Einerseits empfand er es als Privileg, dieses großartige Gebirge mit seinen gigantischen vertikalen Aufschlüssen kartierend in mehr als 100 km langen Querschnitten kennenzulernen: *„Alles war darin enthalten, beginnend mit den ungeklärten Problemen der Lithostratigraphie im Niederen Himalaya, über die verblüffend einheitliche Strukturprägung bei der Überschiebung der alles überdeckenden Kristallin-Decke bis zu kontinuierlichen, in die hochtemperierte Amphibolitfazies reichenden Metamorphoseprofilen an der Basis der Tibet-Zone. Als Draufgabe noch das Phänomen der inversen Metamorphose an der Basis der Kristallin-Decke.*" Andererseits war es eine sehr ausgedehnte Kartierung, deren Wege in Nepal sich auf etwa 1.500 km Fußmarsch summierten, oft 20 km pro Tag: „*Ein großes Tal konnte man nur auf einem Pfad begehen, Seitentäler nur eingeschränkt mit dem Feldstecher studieren, trotzdem musste eine flächenhafte Darstellung entstehen, eine herausfordernde Tä-*

tigkeit. Sie schärft das geologische Denken. Oft lagen wir am Ende des Tages im Zelt und diskutierten ausgiebig verschiedene Interpretationen unserer Beobachtungen. Gerhard konnte erst einschlafen, wenn eine Lösung gefunden war.“ Neben Freude und Befriedigung an der Erarbeitung der geologischen Karten, Arbeitseifer und der immer rasch erfolgten konsequenten Ausarbeitung seiner Geländebeobachtungen, war dies wohl auch eine wesentliche Eigenschaft von Gerhard Fuchs, die ihm seine umfangreichen Leistungen ermöglichte: Entscheidungen zu treffen und nicht skrupulös herumzurätseln. Ungeklärte Probleme bei der Kartierung bereiteten ihm nahezu körperliches Unbehagen und ließen ihn wahrlich nicht ruhen.

Damals herrschten in Nepal noch „mittelalterliche Verhältnisse“ erinnert sich Wolfgang Frank weiter: „*Pokhara, der Ausgangspunkt unseres Marsches war auf keiner Straße erreichbar, sie wurde erst gebaut. Gleichzeitig an verschiedenen Abschnitten mit tausenden Arbeitern, ausgerüstet mit Brechstangen, Krampen und unzähligen „Drei Männer Schaufeln“. Wir landeten mit einer DC-3 auf planierter Wiese. Sitze gab es keine, wir hielten uns am festgezurrten Gepäckshaufen fest. Trekking und zugehörige Infrastruktur war völlig unbekannt. Nahrungsmittel konnte man nur an ganz wenigen Marktplätzen kaufen. Ohne die Annehmlichkeit einer Trägergruppe mit Koch hätte man sich der Geologie nur eingeschränkt widmen können. Es war eine bukolische Idylle. Zunächst unterwegs auf ökonomisch angelegten Pfaden, angenehme Frühlingstage, Baumblüte, melodische Lieder von den Dorfbewohnern, welche die terrassierten Felder bearbeiteten. Flötenklänge, das Gebimmel der Glöckchen der Tragtierkarawanen. Lange Zeit begleitete uns die schneebedeckte Südfront des Hohen Himalaya, die bis zu 3.000 m über den Midlands zu schweben schien. Entfernungsangaben wurden in Tagesreisen bemessen. Die Gruppe der Träger wurde von Paul, einem Freund von Gerhard, betreut. Wir beide konnten uns voll der Geologie widmen. Fährtenlesen war einfach. Unsere Träger stempelten das „Semperit“ Logo ihrer Schuhe unaufhörlich in den Staub der Wege. Einmal hatten wir unsere Truppe verloren. Ohne Essen, ohne Geld suchten wir drei Tage lang nach den Spuren. Mondnacht, 2 Uhr, angestemmt an Föhrenstämme auf steilem Hang: „Wolfgang, is dir a kalt?“. Wir entschlossen uns weiter zu marschieren und kontrollierten mit der Taschenlampe die Lithologie. Später kamen anspruchsvolle Wege mit atemberaubenden Tiefblicken und archaisch anmutenden Dörfern. Auf einem Pass musste sich die Mannschaft durch hüfthohen Neuschnee wühlen. 90 km nördlich vom Überschiebungsrand fand sich noch fossilführendes Eozän und Miozän unter der Kristallin-Decke. Unsere Kartierung konnten wir zum Teil nur in Form mehrfacher Fotonegative mitnehmen. Die Originalkarten nahm der Begleitoffizier wieder zum Geologischen Survey mit.*“

Eine zweite von Gerhard Fuchs geleitete Expedition mit Wolfgang Frank führte 1969 zu vergleichenden Aufnahmen nach Kashmir, Himachal-Pradesh und Pakistan. Das Ziel der Expedition war, durch das Studium der klassischen Lokalitäten, eine Klärung der fundamentalen Frage herbeizuführen: Ist die fossilleere Schichtfolge des Niederen Himalaya proterozoischen Alters, oder reicht sie weit in das Phanerozoikum? Im 19. Jahrhundert hatten britische Geologen, zuvorderst Henry Hubert Hayden, erste Übersichten und richtungsweisende Karten in Indien erarbeitet. Unter der alles beherrschenden Kristallin-Decke wird der Niedere Himalaya von nicht beziehungsweise nur geringmetamorphen Schichtfolgen aufgebaut, die teilweise mehr als 1.000 km im Streichen lithologisch gut vergleichbar sind. Viele gut erhaltene Sedimentstrukturen in allen Formationen, auch den Karbonaten, aber alles vollkommen fossilleer, nur Stromatolith-Strukturen. Für lithostratigrafische Vergleiche bot sich seit 1883 ein Tillithorizont an, das berühmte „Blaini Boulder Bed“ bei Simla im Krol Belt. Es lag nahe, diesen Horizont mit den permokarbonen Talchir Tilliten am indischen Schild zu vergleichen. Der britische Geologe, Sir Thomas Henry Holland, schlug 1908 hingegen die Korrelation mit einer neoproterozoischen Vereisung vor. Bis weit über die Mitte des vorigen Jahrhunderts folgte die Mehrzahl der Forscher der permokarbonen Altersauffassung, der sich auch Gerhard Fuchs anschloss. Die beiden widersprechenden Alternativen lebten in der indischen Literatur anscheinend friedlich nebeneinander und so blieb dieses fundamentale Problem über viele Jahrzehnte ungelöst.

„*Um möglichst viel zu sehen, arbeiteten wir häufig getrennt an verschiedenen Lokalitäten*“, erinnert sich Wolfgang Frank an die Expedition 1969 und „*Beim jeweiligen Zusammentreffen meinte jeder von uns neue Beobachtungen zu haben, welche die eigene Meinung stützen. Nicht überzeugt von den jeweiligen Argumenten des Freundes fuhren wir nach Hause.*“ Die Klärung ist Gerhard Fuchs selbst durch seine Probenahme gelungen. In Pakistan kommt in der Region Hazara eine Schichtfolge vor, die in vielen Einzelheiten mitsamt einem gleichartigem Tillithorizont dem indischen Niederen Himalaya gleicht. Darüber liegt die geringmächtige Hazira-Formation mit Bone bed Lagen, die von Gerhard Fuchs beprobt und von Helfried Mostler an Hand von reichlich Schwammspiculae als Unterkambrium bestimmt wurden. Ein erster und eindeutiger Beleg für das spätproterozoische Alter der Schichtfolgen des Niederen Himalaya. Erst viele Jahre später wurden in Indien *Ediacara*-Fossilien in den Krol-Karbonaten und darüber der stratigrafische Übergang Präkambrium/Kambrium gefunden.

Die Schichtfolge des Niederen Himalaya gilt als der Albtraum für (Litho-)Stratigrafen. Vereinfacht gesagt, liegen hier zwei große Sedimentzyklen vor, welche mit einförmigen klastischen, teils flyschartigen Sedimenten einsetzten und sich über teils bunte, oft klastische Flachwasserbildungen zu mächtigen und ausgedehnten Karbonatplattformen entwickelten. Die ältere Sequenz ist regional und volumenmäßig sehr viel weiter verbreitet. Dazu kommen einige unauflösbare Ähnlichkeiten zwischen den beiden Sequenzen. Die Tektonik hat daraus einen endlosen dachziegelartigen Schuppenhaufen geformt. Mangels gesicherter Vergleichbarkeit entstand ein kaum überblickbarer Wust von Lokalnamen. Erst seit 1974 weiß man, dass diese Abfolgen eine Zeitspanne von mehr als 1.300 Ma umfassen. Der Kontrast proterozoischer Tafelländer zur kurzlebigen europäischen geologischen Geschichte ist damit dramatisch sichtbar geworden.

Es war unausweichlich, dass Gerhard Fuchs mit seinem unbändigen Willen, Ordnung und Durchblick zu gewinnen, dieses Wirrwarr auflösen musste. Schon in der Literatur gab es vereinzelt Ansätze, eine einzige Schichtfolge zu sehen. Sein Versuch, die Entwicklungsgeschichte der Tibet-Zone und des Niederen Himalaya unter einem gemeinsamen Blickwinkel zu betrachten, war ein we-

sentliches Argument in diese Richtung. Die Kartierungen in West-Nepal sprachen nicht dagegen. So entschied er sich frühzeitig, im Niederen Himalaya **einen** großen Sedimentzyklus zu sehen und mit Begriffen der klassischen Lokalitäten zu belegen. Gerhard Fuchs blieb zeitlebens bei diesem Konzept. Heute müssen wir feststellen, dass die Stratigrafie des Niederen Himalaya noch immer keinen ganz gesicherten Status erreicht hat, und die seinerzeit unvorstellbaren Möglichkeiten nun verfügbarer geochronologischer Methoden noch manche Änderungen in der derzeitigen Mainstream-Sichtweise der Schichtfolge hervorrufen werden.

Trotzdem bleiben, wie in vielen ähnlichen Beispielen, seine lithologisch korrekten Kartierungen im Niederen Himalaya eine reiche Fundgrube verlässlicher Beobachtungen. Es ist unsere Überzeugung, dass Gerhard Fuchs mit seiner besonderen Fähigkeit, tektonische Zusammengehörigkeit und Komplikationen rasch erfassen zu können, eine hervorragende Grundlage geschaffen hat, auf der moderne Konzepte zur tektonischen Entwicklung bestens aufbauen können. Seine vereinheitlichende regionale Betrachtung war richtungsweisend und ist bestandfähig, auch wenn sie vielleicht unter anderen Begriffen weiterleben wird.

Ein weiterer Meilenstein der Expedition von 1969 war die Entdeckung des Kishtwar-Fensters durch Gerhard Fuchs im Zuge seiner Profilaufnahmen im Nordwest-Himalaya. Das Umfeld dieser Expedition war dabei mitunter nicht wirklich einladend, entsinnt sich Wolfgang Frank: „*Auf der Anreise mit dem VW-Bus erreichte uns die Nachricht, dass die indischen Zentralstellen keinerlei Erlaubnis für wissenschaftliche Tätigkeit gewähren. Wie Spione sprangen wir aus dem fahrenden Fahrzeug und verschwanden im Buschwerk, marschierten zu zweit mit schwerem Gepäck über die Außenkette ins Kaschmirbecken. Wir mussten vermeiden, von den Posten an der Cease-Fire Line gesehen zu werden. Idyllische mit lockeren Zedern bestandene Almen in der Passregion der Wintersportregion Gulmarg. Am Morgen 40 cm Neuschnee auf unserem Zelt.*“

Aufgrund der Expeditionserfahrung im Himalaya wurde Gerhard Fuchs 1972 die Leitung der Geländearbeiten eines Entwicklungshilfeprojektes in Afghanistan übertragen. Ziel der Expedition war die Region Nurestan, im Hindukush östlich von Kabul, um dort eine geologische Karte mit Fokus auf Spodumen und Beryll führende Pegmatite zu erstellen. Bei den sich als logistisch eher schwierig erweisenden Geländearbeiten kartierten Gerhard Fuchs und Alois Matura ein Gebiet von rund 700 km^2 um Nilaw, die Mineralverteilung in den Pegmatiten studierten Otmar Schermann und Herbert Grohmann.

Die geologische Himalaya-Expedition von 1976 führte Gerhard Fuchs in Indien zuerst nach Kumaun (Nainital). Mit Ilse Draxler von der GBA und Anshu K. Sinha vom Wadia Institute of Himalayan Geology in Dehradun wurden die Schichten des Niederen Himalaya für die Altersdatierung beprobt. Danach zog er alleine mit Träger los und entdeckte bei seinen ersten Profilaufnahmen in Ladakh (Zanskar) die Spongtang-Deckscholle, die mit Flysch und ophiolithischer Melange aus der Indus-Suturzone wenigstens 30 km auf die Tibet-Zone überschoben wurde. Abschließend nahm er aktiv an der International Himalayan Geology Conference in Delhi teil, die verbunden war mit einem Empfang bei Premierministerin Indira Gandhi.

Im Rahmen der Indisch-Österreichischen Spiti Expedition 1978 leitete Gerhard Fuchs die österreichische Gruppe, mit den Paläontologen Leo Krystyn und Reinhard Golebiowski von der Universität Wien. Die indische Gruppe wurde vom Geological Survey of India beigestellt. Er konnte dabei in Spiti, diesem schon damals berühmten Typusgebiet der Tibet-Zone des Himalaya, mit großer Begeisterung für die phantastische Gebirgslandschaft und Geologie eine sehr detaillierte Karte aufnehmen und nicht zuletzt damit an die frühen Himalaya-Forschungen der Österreicher Ferdinand Stolizcka und Carl Diener anknüpfen. Bereits zu dieser Zeit war Gerhard Fuchs in der Tibet-Zone zum Fachmann mit der umfassendsten regionalen Übersicht geworden. Seine Gesamtschau hat er 1981 in der „Geologisch-tektonischen Karte des Himalaya“, ein Meisterstück einer interpretativen Übersichtskarte über das gesamte Gebirge, ergänzt.

Die drei Himalaya-Expeditionen der ersten Hälfte der 1980er Jahre widmete Gerhard Fuchs ganz der umfassenden Kartierung und Erforschung der Tibet-Zone in Ladakh mit Fokus auf das Zanskar-Synklinorium und die Spongtang-Deckscholle. Er analysierte und rekonstruierte dabei die mesozoische Entwicklung des Zanskar-Schelfs, die Subduktion der ozeanischen Kruste der Tethys ab dem Oberjura bis zur finalen Kontinent-Kollision zwischen Indien und Eurasien im Oligozän. Ab 1980, beim ersten Mal erst 14 Jahre alt, begleitete ihn sein Sohn Bernhard auf den monatelangen Touren, 1983 dazu Sohn Sieghard, durch die phantastischen, teils sehr abgelegenen Berglandschaften von Zanskar. Leicht verblasste Farbbilder und Erinnerungsstücke auch aus dieser Zeit schmücken den Windpasshof im Waldviertel, wo Gerhard Fuchs im Ruhestand lebte, und wecken in Bernhard Fuchs lebhafte Erinnerungen: „*Ein Bild von buddhistischen Mönchen in vollem Ornat bei einer Zeremonie am Fuß des Rangdum-Gompa ruft in mir den Klang der Langtrompeten Dungchen wach. Papa suchte das Erlebnis der fremden Kulturen, wie beim Besuch von Klosterfesten, obwohl die geologischen Ziele selbstverständlich für ihn Priorität besaßen. 1987 machte ich in Nepal Tonaufnahmen von einem Gandharva-Musiker, da ist die laute Stimme meines Vaters, der ungeduldig zum Aufbruch drängt, auf der Kassette zu hören.*

Am Windpass hängt ein gewaltiges Steinbock-Gehörn, eine Fallwild-Trophäe, die er tagelang in Zanskar auf seinen Rucksack geschnallt zusätzlich zu den täglichen Gesteinsproben geschleppt hatte, so wie er das in jungen Jahren bei seiner ersten Grönland-Expedition mit dem gewaltigen Schädel eines Moschusochsen tat. Er wollte diese Last ganz bewusst nicht unseren Trägern aufbürden, da es sich nur um sein privates Sammelstück handelte.

Diese gemeinsame Zeit war so außergewöhnlich und intensiv, ein Lebensabschnitt, der sich mit allen Sinnen eingeprägt hat, und der ganz ohne Diaprojektor und Leinwand in leuchtenden Farben präsent bleiben wird. Obwohl die zahlreichen Diaabende durchaus das Gedächtnis formten. Es waren schöne Eindrücke von Natur und Kultur, von paradiesischen Landschaften mit Rosen in Ladakh und Lotusblüten am See von Srinagar.

Für mich hätte es kein schöneres Geschenk geben können als diese vielfältigen Erlebnisse zusammen mit meinem Vater. Und diese Zeit war noch gegenwärtig in der Stube, wo Papa vergangenen Sommer seine letzten Tage verbrachte. Sie war präsent in Bildern und Objekten, und vor allem in seinem Geist. Mir waren andere gemeinsame Erlebnisse und Reisen ebenso wichtig, aber Papa begab

sich gedanklich immer wieder in den Himalaya. Nach dem Schlaganfall fiel ihm das Sprechen schwer. Aber das Wort ‚Himalaya' sprach er noch deutlich und voll Ehrfurcht aus, und der Funke seiner großen Leidenschaft wurde dabei noch einmal spürbar."

Auf Einladung des Geophysikers Erwin Appel von der Universität Tübingen nahm Gerhard Fuchs 1987 (Annapurna-Region, Nepal), 1988 und 1990 (Zanskar, Indien) an Himalaya-Expeditionen als Berater für die regionale Geologie teil. Dabei hat er die paläomagnetischen Studien zur tektonischen Entwicklung des Himalaya-Orogens mit begleiteter Kartierung unterstützt, wobei die stratigrafische Einstufung eine essenzielle Randbedingung der Beprobung darstellte. Gerne übernahm er auch die Ernährungsberatung des Expeditionsteams, wie sich Erwin Appel lebhaft und humorvoll an Nepal 1987 erinnert: „*Gerhard belehrte uns, die anderen Teilnehmer, dass es ungesund sei, so viele Eier zum Frühstück zu essen. Er selbst hat dann gleichzeitig 11 Pfannkuchen vertilgt, natürlich mit noch mehr Eiern als wir verspeist hatten, weil er nicht ertragen konnte, dass Essen möglicherweise weggeworfen wird. Das zeigte sich auch 1990 in Zanskar, als wir zu viert vorausgingen, weil unsere Begleitgruppe aufgrund von Schwierigkeiten mit den Tragtieren noch nicht folgen konnte. Wir haben dann in einer Yakhütte übernachtet und uns auf Yakmistfeuer Tsampa mit Marillen gekocht. Alle waren satt als der Topf erst halbleer war. Gerhard wollte natürlich nichts wegwerfen und hat alleine den Rest aufgegessen.*"

Damit nicht genug, Gerhard Fuchs konnte auch in ganz anderen Situationen mit vollem Einsatz reagieren, wie Rudolf Dellmour minuziös schildert: „*Es war in der Osternacht 1987, im Lager zwischen Manang und Pisang, bei unserer ersten gemeinsamen Nepal Expedition. Gegen Mitternacht wachte ich durch lautes Rufen von Gerhard auf ‚Rudii, Ruudiii!!'. Ich hob den Kopf und stieß gegen das tief herabhängende Dach meines Zeltes. Es hatte in der Nacht heftig zu schneien begonnen und der Schnee drückte das Zelt zusammen. Wir hatten am Vortag unsere Zelte bei einer Gruppe von uralten Wacholderbäumen und Föhren nahe von Manang aufgebaut und befanden uns am Nordfuß des Annapurna Himal im abgelegenen Marsyangdi Tal auf 3.500 m Seehöhe, eingebettet zwischen mehreren Achttausendern.*

Ich schlüpfte barfuß in meine Stiefel und stürzte so rasch ich konnte noch im Pyjama aus dem Zelt hinaus: Durch das dichte Schneetreiben mit riesigen Flocken, die lautlos in einer völlig windstillen Nacht vom Himmel fielen, schimmerte der Vollmond durch und beleuchtete das Zeltlager. Gerhard rang inmitten der Sherpas gerade mit einem Mann, den wir als ‚Der Mönch' bezeichneten. ‚Nimm ihm das Messer ab', brüllte Gerhard. Ich lief hin und schnappte mir das Küchenmesser, mit dem ‚Der Mönch' wild herumfuchtelte und stach es weit oberhalb seiner Reichweite in die Rinde der Föhre hinein, an der eine Leine des großen Küchenzeltes befestigt war und vor dem sich der Tumult abspielte. Doch auch nachdem ihm das Messer entwendet war, gab ‚Der Mönch' nicht auf und Gerhard streckte ihn kurzerhand mit einem eleganten Schwinger zur Erde. Mit diesem Knock-Out war die Streiterei, die unter den Sherpas ausgebrochen war, bald beendet.

Jedenfalls wurde am nächsten Tag ‚Der Mönch', der früher in einem Kloster war, und sich danach als Guide den Lebensunterhalt verdiente, ausbezahlt und entlassen. Wir blickten ihm alle nach, als er wegging und hofften, dass damit wieder Friede in unserer Gruppe war. In einiger Entfernung vom Lager drehte sich ‚Der Mönch' nochmals um und hob zum Abschied die Faust, die allerdings nicht kräftig genug war, um es mit unserem mutigen Expeditionsgeologen Gerhard Fuchs aufzunehmen!".

Zwei Expeditionen widmete Gerhard Fuchs, gemeinsam mit Manfred Linner, der geologischen Erforschung von Ost-Ladakh, einem Gebiet, das aufgrund der Nähe zur tibetischen Grenze erst Anfang der 1990er Jahre für Ausländer geöffnet wurde. An der Expedition 1992 nahm außerdem sein Sohn Bernhard teil, der ihn zuvor in den 1980er Jahren durchgehend begleitet und unterstützt hatte. 1992 wurde der Kartierung in Ost-Ladakh die Aufnahme eines kompletten Profils durch den westlichen Himalaya angeschlossen, um das Ausmaß des von anderen Forschergruppen interpretierten Deckenbaus im Hohen Himalaya zu verifizieren. Die Route führte, von der Indus-Sutur und der Tibet-Zone in Ost-Ladakh durch die Kristallin-Decke in Lahul und Chamba, über fünf Himalaya-Ketten bis zu den Fußhügeln südlich von Dharamsala. Im Zuge der Expedition 1995 zum Tso Morari wurden die mehrphasige Entwicklung der Indus-Suturzone entschlüsselt und die unterschiedlichen Relationen des suturnahen Kristallins zur Tibet-Zone beleuchtet.

„*Bei unseren Expeditionen im Himalaya waren wir selbstverständlich im traditionellen Expeditionsstil, also zu Fuß, unterwegs, für mich ein paradiesischer Zustand*" erinnert sich Manfred Linner freudig: „*Es formte sich eine kleine Karawane, durch die tibetische Landschaft von Ladakh mit Pferdeleuten und Tragetieren oder über die vergletscherten Bergketten von Lahul und Chamba mit 10 Trägern, dazu jeweils ein Guide und ein Koch – jeweils sehr umsichtig geleitet von Gerhard. Dazu nutzte er neben seiner bemerkenswerten Kenntnis lokaler Sprachen, Englisch konnte damals niemand von der einheimischen Bevölkerung, sein vor der Brust baumelndes Fernglas, immer parat für geologische Beobachtungen und zuweilen zur Lokalisierung von Karawane und Lagerplatz nützlich.*

Auch nach durchaus frischen Nächten auf über 4.000 m Höhe waren im Lager bald in der Früh erste Geräusche von Gerhard beim Yoga zu vernehmen, von der Geräuschkulisse in Konkurrenz mit den angepflockten Pferden und den ersten zögernden Vorbereitungen im Küchenzelt. Oder er stand schon Kopf auf der Isomatte, wenn ich zur ersten Erkundung des Wetters den Kopf aus dem Zelt streckte. Zum Frühstück gab es heißes Tsampa mit getrockneten Marillen und viel Tee, unter Tags unendlich viel spannende Geologie und sehr kleine Jause, dafür abends pünktlich Lager mit indischem Gewürztee zur ersten Stärkung. Das vegetarische Abendessen variierte zwischen Chapati (Indisches Fladenbrot), Linsen mit Reis und Thukpa (Ladakhi Gemüse-Nudel-Suppe). Ersteres war Gerhards Favorit, Chapati mit würzigem Achar als Hauptspeise und Chapati mit picksüßer, richtig indisch leuchtender Marmelade als Nachspeise. Anschließend der obligate Verdauungsspaziergang mit erwartungsvollen Gedanken auf die kommenden Expeditionstage."

In die Tibet-Zone von Zentral- und West-Nepal kehrte Gerhard Fuchs zurück mit den geologisch-paläomagnetischen Expeditionen des Teams um Erwin Appel: 1996 in das Shiar Khola und die Manaslu-Region sowie 1998 in das Hidden Valley in der Dhaulagiri-Region und nördlich vom Annapur-

na gegen die tibetische Grenze zu. Eine weitere Expedition als geologischer Berater für paläomagnetische Beprobungen führte ihn schließlich 2004 noch in den Nordost-Himalaya, nach Assam in Arunachal Pradesh/Indien. Der Himalaya und vielmehr die Himalaya-Geologen ließen ihn damit natürlich nicht ruhen. Für seine bemerkenswerten Beiträge zur Erforschung des Himalaya wurde Gerhard Fuchs 2010 mit der Ehrenmitgliedschaft der Nepal Geological Society geehrt, und er besuchte 2012 den Himalaya im Rahmen des 17. Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop in Kathmandu ein letztes Mal. Diesen internationalen Workshop organisierte er selbst bereits 1993 und brachte die damals noch viel kleinere Himalaya-Community aus 15 Ländern zu einem viertägigen Treffen nach Wien.

Die Veröffentlichung seiner Forschungsergebnisse war Gerhard Fuchs stets ein großes Anliegen. Die bevorzugte Publikation in den Druckwerken der GBA, allen voran im Jahrbuch, ermöglichte ihm eine zeitnahe Verwirklichung. Neben den geologischen Karten für Österreich wurden auch für die Himalaya-Publikationen zahlreiche geologische Karten in höchster Qualität gedruckt, ein wahrer Schatz mit fortdauerndem Wert. Darüber hinaus wirkte er mit großer Leidenschaft im Rahmen der Volksbildung, indem er in zahlreichen Lichtbildvorträgen seine Eindrücke von den großartigen Naturlandschaften des Himalaya sowie der lokalen Bevölkerung und ihrer Kultur weitervermittelte. Seine faszinierenden Berichte füllten beispielshalber wiederholt das Auditorium Maximum der Universität Wien.

Für seine umfangreichen und hervorragenden Leistungen im Interesse Österreichs wurde Gerhard Fuchs bereits 1985 mit dem Goldenen Ehrenzeichen für Verdienste um die Republik Österreich geehrt. Zuvor, 1982, habilitierte er sich mit seinen Arbeiten im Himalaya an der Universität Wien, wo er bis 1995 mit Vorlesungen die Geologie des Himalaya und die Geologie der Böhmischen Masse in Österreich mit wahrer Begeisterung lehrte. Viele Studienjahrgänge erinnern sich an seine Grundgebirgsübungen im Waldviertel, mit tiefem Einblick in die nicht immer einfache Realität der Kristallinkartierung in wenig aufgeschlossenem Gelände, die gleichwohl bei vielen Studierenden die Freude an der geologischen Geländearbeit anfachten. Seine umfassenden Kartierungserfahrungen, mit ganz verschiedenen Rahmenbedingungen wie sie Waldviertel und Himalaya setzten, sind in „Geologisch kartieren – aber wie? Ein Leitfaden für die Feldarbeit“ (1996) zusammenfassend dargestellt. Die langjährige Lehrtätigkeit an der Universität Wien, 1994 wurde Gerhard Fuchs zum a.o. Univ. Prof. ernannt, und die Ergebnisse seiner Forschungsarbeiten im Himalaya motivierten viele Erdwissenschafter, weit über die Universität Wien hinaus, sich der Himalaya-Geologie zuzuwenden. Mögen seine vielen Gebietsbeschreibungen mit ausgedehnten geologischen Karten und seine zusammenfassenden Übersichtsarbeiten weiterhin mit Anlass sein, die Tradition der österreichischen Himalaya-Forschung weiter zu betreiben.

Für Gerhard Fuchs war die Geländebeobachtung und die geologische Karte die vornehmlichste Quelle der Erkenntnis. Aus der regionalen Übersicht gewann er wesentliche Schlussfolgerungen. Als Kristallingeologe mit überragenden Leistungen in seiner Heimat hatte er die bewundernswerte Fähigkeit und Kraft, sich zusätzlich einen persönlichen Traum zu erfüllen: Im Himalaya ein Gebirge in seiner gesamten Entwicklungsgeschichte mit unterschiedlichem methodischem Zugang zu bearbeiten und zu verstehen. Unter den Himalayaforschern hat er sich einen besonderen und bleibenden Rang gesichert und ein bemerkenswertes Kartenwerk von verlässlicher Qualität hinterlassen. Das größte eines einzelnen Forschers. Schwer vorstellbar, dass er darin je übertroffen wird. Seine ruhige, bescheidene und zielgerichtet arbeitsame Persönlichkeit, seine freundschaftliche Unterstützung von Kollegen wird allen, die mit ihm zusammengearbeitet haben und besonders jenen, die das besondere Glück hatten, ihn bei seinen geologischen Arbeiten im Himalaya zu begleiten, in bester und dankbarer Erinnerung bleiben.

MANFRED LINNER, WOLFGANG FRANK, RUDOLF DELLMOUR,
ERWIN APPEL & THOMAS HOFMANN

Publikationen von Gerhard Fuchs

1956–1960

FUCHS, G. (1956): Vorbericht über geologische Voruntersuchungen im Gebiet Granatspitze – Gr. Venediger. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **4**, 29–42, Wien.

FUCHS, G. (1957): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern). – Dissertation, 109 S., Wien.

FUCHS, G. (1957): Geologischer Arbeitsbericht der österreichischen Grönlandexpedition 1957. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **8**, 91–92, Wien.

PLÖCHINGER, B. & FUCHS, G. (1957): Wiener Neustadt [geol. Manuskriptkarte] Umgebung Enzesfeld – Leobersdorf sowie Wr. Neustadt-Süd bearbeitet. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00281-k75/4856-5]

FUCHS, G. (1958): Geologisch-radiometrische Aufnahme Gutau 1:10.000. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03573-k10/34-1]

FUCHS, G. (1958): Perg 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03583-k25/4653/1,2-1]

FUCHS, G. (1958): Bad Hofgastein 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03859-ÖK25/155/1-1]

FUCHS, G. (1958): Grein 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]: Geologisch-radiometrische Aufnahme. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03860-k25/4754/1-3]

FUCHS, G. (1958): Radiometrische Messungen im Gebiet Glocknergruppe – Venedigergruppe – Defereggengebirge – Riesenfernergruppe 1:25.000. – 3 Blätter, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03848-km]

FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **101**, 201–248, Wien.

FUCHS, G. (1958): Petrogenetisch-geologische Untersuchungen in den südlichen Staunings Alpen (Scoresby Land, NE-Grönland). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **9**, 5–33, Wien.

FUCHS, G. (1959): Über ein pyroklastisches Gestein aus der Granatspitzhülle (Hohe Tauern). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1959**, 145–148, Wien.

FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartszell (13). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960**, A25–A28, Wien.

FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Gaschurn (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960**, A28–A30, Wien.

FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen des kristallinen Untergrundes im Raume Sauerbrunn – Forchtenau (Burgenland): Blätter 76, 77, 106 und 107. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1960**, A30–A32, Wien.

1961–1970

FUCHS, G. (1961): Bericht 1960 über geologische Aufnahmen des kristallinen Untergrundes im Raume Frohsdorf-Hochwolkersdorf-Scheiblingkirchen (76, 106 und 107). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A24–A25, Wien.

FUCHS, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Gaschurn (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A25–A26, Wien.

FUCHS, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Ob.-Vellach (181). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A26–A27, Wien.

FUCHS, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A27–A28, Wien.

FUCHS, G. (1961): Exkursion am 16. April 1961: Geologie des Gebietes Scheiblingkirchen (Pittental) – Rosaliengebirge. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **54**, 317–318, Wien.

FUCHS, G. (1962): Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 19–37, Wien.

FUCHS, G. (1962): Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 80–96, Wien.

FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 96–117, Wien.

FUCHS, G. (1962): Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartszell (13), Rohrbach (14), Eferding (31) und Linz (32). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A22–A23, Wien.

FUCHS, G. (1962): Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf Blatt Gaschurn (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A23, Wien.

FUCHS, G. (1962): Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang (106). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A24, Wien.

KÜPPER, H., FUCHS, G., PRODINGER, W. & WEINHANDL, R. (1962): Geologie der Heilquelle Sauerbrunn, Burgenland. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 39–47, Wien.

FUCHS, G. (1963): Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Wallern (3), Rohrbach (14) und Leonfelden (15). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963**, A16–A17, Wien.

FUCHS, G. (1963): Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963**, A18, Wien.

FUCHS, G. (1964): Note on the Geology of the Palaeozoics and Mesozoics of the Tibetan Zone of the Dolpo Region (Nepal – Himalaya). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 6–9, Wien.

FUCHS, G. (1964): Beitrag zur Kenntnis des Paläozoikums und Mesozoikums der Tibetischen Zone in Dolpo (Nepal – Himalaja). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 10–15, Wien.

FUCHS, G. (1964): Kristallin Mühlviertel und Sauwald, südliche Böhmische Masse. Exkursion III/4. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57**, 281–289, Wien.

FUCHS, G. (1964): Geologische Karte von Dolpo und Dhaula Himal 1:100.000 = Geological Map of the Dolpo region and the Dhaula Himal 1:100,000. – 1 Blatt, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.

FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRYZKA, K., VOHRYZKA, E., ZIRKL, E. & SCHADLER, J. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1965): Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Partenen (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, A26–A27, Wien.

FUCHS, G. (1965): Bericht 1964 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, A27–A28, Wien.

FUCHS, G. (1966): Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Großpertholz (17) und Weitra (18). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1966**, A24, Wien.

FUCHS, G. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen auf Blatt Gföhl (20). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A22–A23, Wien.

FUCHS, G. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen auf Blatt Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A23–A24, Wien.

FUCHS, G. (1967): Zum Bau des Himalaya. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **113**, 211 S., 9 Tafeln als Beilagenband, Wien.

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A23–A25, Wien.

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über Aufnahmen auf Blatt Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A25–A26, Wien.

FUCHS, G. (1968): The Geological History of the Himalayas. – 23rd International Geological Congress Prague, Vol. 3, 161–174, Prague.

FUCHS, G., THIELE, O., FUCHS, W. (Beitrag) & SCHARBERT, S. (Beitrag) (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – 96 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, A25–A28, Wien.

FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf Blatt Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, A28, Wien.

FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1969): Mikrofaunen aus der Tibet-Zone, Himalaya. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, 133–143, Wien.

FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, A26–A27, Wien.

FUCHS, G. (1970): The Significance of Hazara to Himalayan Geology. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie von Pakistan sowie zu Ausschnitten aus dem Kristallin Niederösterreichs: Arbeiten im Rahmen des „Post Graduate Training Center for Geology", Internationaler Hochschulkurs in ausgewählten Teilgebieten der Geologie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **Sb. 15**, 21–23, Wien.

FUCHS, G. & FRANK, W. (1970): The Geology of West Nepal between the Rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **Sb. 18**, 103 S., Wien.

FRANK, W. & FUCHS, G. (1970): Geological Investigations in West Nepal and their Significance for the Geology of the Himalayas. – Geologische Rundschau, **59**, 552–580, Stuttgart.

1971–1980

FUCHS, G. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A32–A34, Wien.

FUCHS, G. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang (106). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A34, Wien.

FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 424–440, Wien.

FUCHS, G. (1971): Geologie des Himalaya und ihre Probleme. – Alpenvereinsjahrbuch, **96**, 197–210, Wien.

FUCHS, G. & GUPTA, V.J. (1971): Palaeozoic Stratigraphy of Kashmir, Kishtwar and Chamba (Panjab Himalayas). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 68–97, Wien.

FUCHS, G. (1972): Bericht 1971 über geologische Aufnahmen auf Blatt Geras (8). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972**, A33–A34, Wien.

FUCHS, G. (1972): Bericht 1971 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gaschurn (169) und Mathon (170). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972**, A34–A36, Wien.

FUCHS, G. & MOSTLER, H. (1972): Der erste Nachweis von Fossilien (kambrischen Alters) in der Hazira-Formation, Hazara, Pakistan. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **2**/2, 1–12, Innsbruck.

FUCHS, G. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Geras (8) sowie über eine Vergleichsexkursion in die CSSR. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A44–A45, Wien.

FUCHS, G. (1974): On the Geology of the Karnali and Dolpo Regions, West Nepal. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **66/67**, 21–32, Wien.

FUCHS, G. & SINHA, A.K. (1974): On the Geology of Naini Tal (Kumaun). – Himalayan Geology, **4**, 563–580, Delhi.

FUCHS, G., MATURA, A. & SCHERMANN, O. (1974): Vorbericht über geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen in Nurestan, Afghanistan. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, 9–23, Wien.

FUCHS, G. (1975): Glacigene Formations in the Himalayas and the Age of the Blainis. – Bulletin of the Indian Geologists' Association, **8**/2, 24–34, Chandigarh.

FUCHS, G. (1975): Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **32**, 59 S., Wien.

FUCHS, G. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 8, Geras. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A17–A18, Wien.

FUCHS, G., STRADNER, H. & GRILL, R. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 36, Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A29, Wien.

FUCHS, G. (1976): The Geology of the Himalayas in synoptic view 1,000,000. – Ecologie et Geologie de l'Himalaya. – Colloques internationaux du centre national de la recherche scientifique, **268**, 173–179, Paris.

FUCHS, G. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen im Kristallin des Moldanubikum auf Blatt 36, Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A74–A75, Wien.

FUCHS, G. (1976): Bericht 1975 über Aufnahmen im Silvrettakristallin auf Blatt 170, Galtür. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A157–A158, Wien.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 45–61, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 1–43, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): The Geology of the Nilaw Area in Central Nurestan, Afghanistan. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 97–128, Wien.

ERICH, A., SCHWAIGHOFER, B. & FUCHS, G. (1977): Originalaufnahmen auf Blatt 18 Weitra 1:10.000. – 15 Blätter, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 03622-k10/18-1]

FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O. (1977): Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 5–10, Wien.

FUCHS, G. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 36, Ottenschlag (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A44–A46, Wien.

FUCHS, G. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen im Silvrettakristallin auf Blatt 170, Galtür. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A142, Wien.

FUCHS, G. (1977): The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **120**, 165–217, Wien.

FUCHS, G. (1977): Traverse of Zanskar from the Indus to the Valley of Kashmir – a preliminary note. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **120**, 219–229, Wien.

FUCHS, G. (1977): 1. Exkursionstag: Haltepunkt 2: Dobra-Stausee: Verschiedene Gänge im Dobra-Gneis. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 36–37, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1977): 1. Exkursionstag: Haltepunkt 3: Dobra-Sperre: Diskordanter Amphibolit im Dobra-Gneis. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 38–39, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1977): 1. Exkursionstag: Haltepunkt 4: Thurnberg: Grenzbereich Bunte Serie – Gföhler Gneis. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 39–40, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1977): 1. Exkursionstag: Haltepunkt 6: Wolfshoferamt: Syenitgneis Typ Wolfshof. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 42–43, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1977): 5. Exkursionstag: Haltepunkt 40: Hölltal: Paragneise der Monotonen Serie. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 96, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1977): 5. Exkursionstag: Haltepunkt 38: Eitental: Granodioritgneis von Spitz. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 94, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. (1977): 1. Exkursionstag: Haltepunkt 5: Steinegg: Granulit von St. Leonhard/Hornerwald. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 40–42, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. (1977): 5. Exkursionstag: Haltepunkt 39: Pöggstall: Granulitlamelle. – In: GATTINGER, T.E. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 95–96, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 17 Großpertholz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DAURER, A., FUCHS, G. & THIELE, O. (1978): Exkursionsführer: Kristallin der südlichen Böhmischen Masse, Mühlviertel und Sauwald. – 12 S., Wien.

FUCHS, G. & GUPTA, V.J. (1978): The Significance of the Tanol Formation of the Western Himalaya. – Contributions to Himalayan Geology, **1**, 154–161, Delhi (Hindustan Publ. Corp.).

FUCHS, G. & SINHA, A.K. (1978): The Tectonics of the Garhwal-Kumaun Lesser Himalaya. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **121**, 219–241, Wien.

FUCHS, G., SCHWAIGHOFER, B. & DRAXLER, I. (Beitrag) (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 17 Großpertholz. – 26 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 36, Ottenschlag (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A51–A54, Wien.

FUCHS, G. (1979): Bericht 1977 über Aufnahmen im Silvretta-Kristallin auf Blatt 170, Galtür. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A130–A132, Wien.

FUCHS, G. (1979): On the Geology of Western Ladakh. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **22**/2, 513–540, Wien.

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, 29–49, Wien.

FUCHS, G. (1980): The Lesser Himalayan Geology of West Nepal and its regional importance. – Stratigraphy and Correlations of Lesser Himalayan Formations, **1980**, 163–173, Delhi (Hindustan Publ. Corp.).

FUCHS, G. (1980): Das Grundgebirge der Böhmischen Masse. – In: OTTO, M. (Hrsg.): Höbarthmuseum der Stadt Horn, 13–15, Horn.

FUCHS, G. (1980): Die Querstrukturen des Waldviertler Moldanubikums in neuer Sicht. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, 225–228, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmische Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R., BAUER, F.K. & OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 121–143, Wien (Springer).

FUCHS, G. & PIRKL, H. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 169 Partenen (Ost) 1:25.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & PIRKL, H. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 169 Partenen (West) 1:25.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

BHATT, D., FUCHS, G., PRASHARA, K., KRYSTYN, L., ARORA, R. & GOLEBIOWSKI, R. (1980): Additional ammonoid layers in the Upper Permian sequence of Spiti. – Bulletin of the Indian Geologists' Association, **13**, 57–61, Chandigarh.

1981–1990

FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A70–A71, Wien.

FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 36, Ottenschlag (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A73, Wien.

FUCHS, G. (1981): Outline of the Geology of the Himalaya. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (Eduard Sueß-Gedenkband zum 150. Geburtstag), **74/75**, 101–127, Wien.

SCHARBERT, H.G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. – Fortschritte der Mineralogie, **59**, Beiheft 2, 129–152, Stuttgart.

FUCHS, G. (1982): Geologic-Tectonic Map of the Himalaya 1:2,000.000 + Explanations of the geologic-tectonic map of the Himalaya 2,000.000. – 50 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1982): The Geology of Western Zanskar. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **125**, 1–50, Wien.

FUCHS, G. (1982): The Geology of the Pin Valley in Spiti, H.P., India. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124**, 325–359, Wien.

FUCHS, G. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 36 Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A27–A28, Wien.

FUCHS, G. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A123–A124, Wien.

FUCHS, G. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 36 Ottenschlag. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 299–300, Wien.

FUCHS, G. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 321–322, Wien.

FUCHS, G. (1983): Das mittlere Kamptal – seine geologische Bedeutung. – Das Waldviertel, **32**/4–6, 91–92, Wien.

FUCHS, G. (1983): The Chail Thrust and Chail Nappes in the Himalaya. – In: SAKLANI, P.S. (Ed.): Himalayan Shears, 33–44, New Delhi (Himalayan Books).

FUCHS, G. (1984): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 36 Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1981**, A28, Wien.

FUCHS, G. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 36 Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982**, A31–A33, Wien.

FUCHS, G. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982**, A81–A82, Wien.

FUCHS, G. (1984): Note on the Geology of the Markha-Nimaling Area in Ladakh (India). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt,**127**/1, 5–12, Wien.

FUCHS, G. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 6 Waidhofen/Thaya. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 207, Wien.

FUCHS, G. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt 169 Partenen (Ost und West). – 35 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (Regional Coordinator) (1984): Metamorphic Map of South and East Asia 1:10,000,000. – 2 Blätter, Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris.

FUCHS, G. (1984): The central crystalline and its relation to the tethyan zone. – National Seminar on Himalayan Cristallines, Metamorphics and Structures, 28th to 30th December 1984, Abstracts, 12, Delhi.

FUCHS, G., KUPKA, E., HÖCK, V. & STEININGER, F. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 20 Gföhl. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1985): The Tibetan (Tethys)Zone – is it Allochthonous? – In: GUPTA, V.J. (Ed.): Geology of Western Himalayas. – Contributions to Himalayan Geology, **3**, 67–77, New Delhi.

FUCHS, G. (1985): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/2, 355, Wien.

FUCHS, G. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/2, 279–280, Wien.

FUCHS, G. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Silvrettakristallin auf Blatt 170 Galtür. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/2, 310, Wien.

FUCHS, G. (1985): Explanation of the Himalayan Metamorphic Map. – In: LEE, S.M. (Ed.): Explanatory text of the Metamorphic Map of South and East Asia, 58–62, Paris.

FUCHS, G. (1986): The Geology of the Markha-Khurnak Region in Ladakh (India). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/3–4, 403–437, Wien.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/1, 41–49, Wien.

FUCHS, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/2, 420–421, Wien.

FUCHS, G. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/2, 445, Wien.

FUCHS, G. (1986): Umweltschutz – Teil einer neuen Weltanschauung. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **79**, 1–3, Wien.

FUCHS, G. & FUCHS, W. (1986): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 36 Ottenschlag. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1986): Nachexkursionen F 1, 2: Im Gebiet Samnaun – Fimbertal und im Jamtal (Unterengadiner Fenster und Silvrettakristallin). – Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn: mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Übertritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **4**, 123–125, Wien.

FUCHS, G., KURAT, G. & NTAFLOS, T. (1986): Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/2, 283–290, Wien.

OBERHAUSER, R., BERTLE, H. (Beitrag), CSASZAR, G. (Beitrag), FÖLLMI, K. (Beitrag), FUCHS, G. (Beitrag), FURRER, H. (Beitrag), DE GRAAFF, L. (Beitrag), KRIEG, W. (Beitrag), LOACKER, H. (Beitrag) & WYSSLING, G. (Beitrag) (1986): Exkursion A: Von Dornbirn durch Rheintal und Walgau ins Montafon (Quartär, Helvetikum, Nördliche und Südliche Flyschzone, Kalkalpen, Silvrettakristalin). – Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn: mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Übertritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **4**, 7–56, Wien.

FUCHS, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**/3, 308–309, Wien.

FUCHS, G. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 170 Galtür. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**/3, 335–336, Wien.

FUCHS, G. (1987): The Geology of Southern Zanskar (Ladakh) – Evidence for the Autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**/4, 465–491, Wien.

FUCHS, G. (1987): Different kinds of thrusting in the Himalaya. – U.G.C. National Seminar on Indian-Asian Plates: Himalayan Mountain Building, Rock Fabrics: Abstracts, 17–18, Delhi.

FUCHS, G. (1987): Evidence of Pre-Tertiary orogenic events in the Himalaya. – U.G.C. National Seminar on Indian-Asian Plates: Himalayan Mountain Building, Rock Fabrics: Abstracts, 23–24, Delhi.

FUCHS, G. (1987): Horn 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – 2 Blätter, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16821-ÖK25V/21-4]

FUCHS, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**/3, 433–434, Wien.

FUCHS, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 180 Winklern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**/3, 461–462, Wien.

FUCHS, G. (1988): The Southern Bohemian Massif – its Structure and Evolution. – In: KUKAL, Z. (Hrsg.): Conference on the Bohemian Massif Czechoslovakia, Prague, 26.9.–1.10.1988: Abstracts, 30, Prague.

BRIX, F., PLÖCHINGER, B., FUCHS, G. (Beitrag), TRIMMEL, H. (Beitrag) & BOROVICZENY, F. (Beitrag) (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G., WIDDER, R.W. & TULADHAR, R. (1988): Contributions to the Geology of the Annapurna Range (Manang Area, Nepal). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**/4, 593–607, Wien.

KELEMEN, P.B., REUBER, I. & FUCHS, G. (1988): Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibetan-Tethys and Indus suture zones of Zanskar and Ladakh, Western Himalaya: Discussion. – Journal of Structural Geology, **10**, 129–130, London.

FUCHS, G. (1989): Arguments for the Autochthony of the Tibetan Zone. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **82**, 685–692, Basel.

FUCHS, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**/3, 565–566, Wien.

FUCHS, G. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**/3, 600–601, Wien.

FUCHS, G. (1989): Different Kinds of Thrusting in the Himalaya. – In: SAKLANI, P.S. (Ed.): Himalayan Mountain Building, 39–43, New Delhi.

FUCHS, G. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang 106. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**/3, 451, Wien.

FUCHS, G. (1990): The Moldanubicum – an old nucleus in the Hercynian Mountain ranges of Central Europe. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, 256–262, Praha.

FUCHS, G. (1990): Zum Bau des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt. – In: KOLLER, F. (Hrsg.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein: mit Exkursionen in das Kristallin und das Tertiär am Alpenostrand Österreichs und im ungarischen Grenzgebiet, 28–29, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 170 Galtür. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & WILLEMS, H. (1990): The Final Stages of Sedimentation in the Tethyan Zone of Zanskar and their Geodynamic Significance (Ladakh-Himalaya). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**/2, 259–273, Wien.

FUCHS, G., ROETZEL, R. & HEINZ, H. (Beitrag) (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. – 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

PAHR, A., FUCHS, G., MATURA, A. & KOLLER, F. (1990): Exkursion A3. – In: KOLLER, F. (Hrsg.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein: mit Exkursionen in das Kristallin und das Tertiär am Alpenostrand Österreichs und im ungarischen Grenzgebiet, 111–119, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

WILLEMS, H., APPEL, E. & FUCHS, G. (1990): Die sedimentäre Evolution der Kreide und des Alt-Tertiärs im Tibet/Tethys-Himalaya und ihre geodynamische Bedeutung. – Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **43**, 105, Hannover.

1991–2000

FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – 1 Blatt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08063-ÖK25V/21-3]

FUCHS, G. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**/3, 493, Wien.

FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmischen Masse im Umbruch. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**/4, 701–710, Wien.

FUCHS, G. (1991): Die Bedeutung der Blätter 8 Geras und 21 Horn für das Verständnis der Böhmischen Masse. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991: Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 11–12, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): The term "Nappe" in Himalayan geology. – 6eme Colloque Himalaya-Karakorum Tibet, Auris en Oisans, 20 au 23 Mars 1991. – Geologie Alpine, Memoire H.S. **16**, 37–38, Grenoble.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 2: 18. September 1991: Haltepunkt 7 Wanzenau/Kamptal. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 179–180, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 2: 18. September 1991: Haltepunkt 8 Buchberg/Kamp. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 181, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 2: 18. September 1991: Haltepunkt 9 Buchberg/Kamp Südost. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 181–182, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 3: 19. September 1991: Haltepunkt 21 Drosendorf. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 207, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 3: 19. September 1991: Haltepunkt 22 Gaberkirche. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 207–208, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 4: 20. September 1991: Haltepunkt 23 Kleinmeiselsdorf West. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 210, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1991): Exkursion 4: 20. September 1991: Haltepunkt 25 Frauenhofen. – In: GATTINGER, T.E. & ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Eggenburg 16.–20.9.1991, 211–212, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen (Übersichtsbegehungen) auf Blatt 180 Winklern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**/3, 534–535, Wien.

SINHA, A.K. & FUCHS, G. (1991): An attempt to construct the Terrane-Map of the Himalayan and adjoining Region. – 4th Annual Meeting Granada, September 23–28, 1991, Abstracts with Program, 15–16, Granada.

FUCHS, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**/3, 720–721, Wien.

FUCHS, G. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**/3, 758, Wien.

FUCHS, G. (1992): Pre-Alpine and Alpine Orogenic Phases in the Himalaya. – In: SINHA, A.K. (Hrsg.): Himalayan Orogen and Global Tectonics, 19–34, New Delhi (Oxford & IBH Publishing).

FUCHS, G. (1992): The southern Bohemian Massif – its structure and evolution. – In: KUKAL, Z. (Ed.): Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif: Prague, Czechoslovakia, Sept. 26–Oct. 3, 1988, 89–93, Prague.

SINHA, A.K. & FUCHS, G. (1992): An attempt to prepare the Terrane-Map of the Himalayan and adjoining region. – 29th International Geological Congress Kyoto, Abstract Volume **2/3**, 471, Kyoto.

FUCHS, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/3, 549, Wien.

FUCHS, G. (Red.) (1993): 8th Himalaya Karakorum Tibet Workshop, Vienna, 29.3.–2.4.1993: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **43**, 83 S., Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/3, 628, Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1993): Contribution to the Geology of SE Zanskar, Lahul, Chamba – the Sangtha-Dharamsala Section. – 8th Himalaya Karakorum Tibet Workshop, Vienna, 29.3.–2.4.1993: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **43**, 19, Wien.

LINNER, M. & FUCHS, G. (1993): Contribution to the Geology of Eastern Ladakh – the Upshi-Sangtha Section. – 8th Himalaya Karakorum Tibet Workshop, Vienna, 29.3.–2.4.1993: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **43**, 41, Wien.

SINHA, A. & FUCHS, G. (1993): Terrane-Map of Himalayan and Neighbouring Region: IGCP Project 276. – Seminar on Himalayan Geology & Geophysics (New Data and New Approaches), March 22–25, 1993: Abstracts, 25–27, Dehradun.

FUCHS, G. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 8 Geras. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**/3, 423, Wien.

FUCHS, G. (1994): Dolpo´s Significance for the Geology of the Tibetan Zone of the Himalaya. – 9th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Kathmandu, 1st–4th April 1994, Abstract Volume. – Journal of the Nepal Geological Society, **10**, 51–52, Kathmandu.

FUCHS, G. & SINHA, A., K. (1994): Terrane Map of the Himalaya. – 9th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Kathmandu, 1st–4th April 1994, Abstract Volume. – Journal of the Nepal Geological Society, **10**, 52–53, Kathmandu.

ROETZEL, R. & FUCHS, G. (1994): Der geologische Aufbau der Landschaft um Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (Hrsg.): Langau im Waldviertel: Heimatbuch der Gemeinde Langau, 284–298, Langau.

FIALA, J., FUCHS, G. & WENDT, J. (1995): Stratigraphy. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Hrsg.): Pre-permian geology of Central and Eastern Europe, 418–428, Berlin (Springer).

FUCHS, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 8 Geras. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/3, 475, Wien.

FUCHS, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/3, 477–478, Wien.

FUCHS, G. (1995): The Tso Morari Dome – its relation to adjoining zones. – In: SPENCER, D.A., BURG, J. & SPENCER-CERVATO, C. (Hrsg.): 10th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, 4–8 April, 1995: including a Special Session on geological processes related to uplift, exhumation and elevation of the Himalaya, Karakoram and Tibet: Abstract Volume, 177, ETH, Zürich.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/1, 55–65, Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1995): Geological Traverse Across the Western Himalaya: A Contribution to the Geology of Eastern Ladakh, Lahul, and Chamba. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/4, 655–685, Wien.

FUCHS, G. & SCHNABEL, W. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 106 Aspang-Markt. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. KRENMAYR, H.-G., ROETZEL, R. & THIELE, O. (1995): Geologische Übersichtskarte Bundesrepublik Deutschland CC 7942 Passau (Österr. Anteil). – 2 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10483-km]

FUCHS, G. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/3, 303, Wien.

FUCHS, G. (1996): Geologisch kartieren – aber wie? Ein Leitfaden für die Feldarbeit. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/4, 427–436, Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (1996): On the Geology of the Suture Zone and Tso Morari Dome in Eastern Ladakh (Himalaya). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/2, 191–207, Wien.

FUCHS, G. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 281, Wien.

FUCHS, G. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 294, Wien.

FUCHS, G. (1997): The terrane map of the Himalaya explanatory notes. – A la memoire du Professeur G. M. Paraskevopoulos (1997). – Annales géologiques des Pays Helleniques (AGPH), Série 1, **37**, 575–599, Athen.

FUCHS, G. (1998): Kritische Gedanken zur neueren geodynamischen Forschung in der östlichen Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**/1, 39–43, Wien.

FUCHS, G. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**/3, 257–258, Wien.

FUCHS, G. & PRASAD PAUDEL, L. (1998): Note on the Tethyan Sedimentary Series of the Manaslu Region (Northern Nepal). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**/1, 45–50, Wien.

FUCHS, G. (1999): Geologie des Moravikum im Thayatal zwischen Hardegg und Kaja. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn: 3.–7. Mai 1999, Retz, 354–355, Wien.

FUCHS, G. (1999): Exkursion D1: Kajabachtal – Umlaufberg. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn: 3.–7. Mai 1999, Retz, 355–356, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1999): Exkursion D2: Reginalfelsen – Maxplateau. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 – Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn: 3.–7. Mai 1999, Retz, 356, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (1999): The evolution of the Himalayan orogenesis. – In: SOBEL, E., APPEL, E., STRECKER, M., RATSCHBACHER, L. & BLISNIUM, P. (Eds.): 14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop: Abstract Volume. – Terra Nostra, **1999**/2 (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99**/2), 47–48, Köln.

FUCHS, G., REGMI, K. & SCHILL, E. (1999): Note on the geology of the Nar-Manang Region in northern Nepal (Himalaya). – In: SOBEL, E., APPEL, E., STRECKER, M., RATSCHBACHER, L. & BLISNIUM, P. (Eds.): 14th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop: Abstract Volume. – Terra Nostra, **1999**/2 (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99**/2), 46–47, Köln.

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATIK, P. & CTYROKY, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 9 Retz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf den Blättern 8 Geras und 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**/3, 267, Wien.

FUCHS, G. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**/3, 274–275, Wien.

FUCHS, G. (2000): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**/3, 339–340, Wien.

2001–2013

FUCHS, G. (2001): Himalaya – the adventure of my life. – 16th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 3–5 April 2001 Seggau, Austria: Special Abstracts Issue. – Journal of Asian Earth Sciences, **19**/3A, 18–19, Oxford.

FUCHS, G. (2001): Sedimentary facies patterns of Zanskar – indications of geodynamic events. – 16th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 3–5 April 2001 Seggau, Austria: Special Abstracts Issue. – Journal of Asian Earth Sciences, **19**/3A, 19–20, Oxford.

LINNER, M., FUCHS, G., KOLLER, F. & THÖNI, M. (2001): The Nidar Ophiolite within the Indus Suture Zone in Eastern Ladakh – a marginal basin ophiolite from the Jurassic-Cretaceous boundary. – 16th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 3–5 April 2001 Seggau, Austria: Special Abstracts Issue. – Journal of Asian Earth Sciences, **19**/3A, 30, Oxford.

ROETZEL, R. & FUCHS, G. (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 8 Geras. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (2002): Himalaya – das Abenteuer meines Lebens. – Geo-Workshop „Stürzende Berge“ (26.–27. Oktober 2002, Gmunden, Österreich). – Gmundner Geo-Studien, **1**, 1–5, Gmunden.

SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., SCHNABEL, W., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 2 Blätter, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (2003): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 350–351, Wien.

FUCHS, G. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 409–410, Wien.

FUCHS, G. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 461, Wien.

FUCHS, G. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 53 Amstetten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**/3–4, 381–382, Wien.

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATIK, P., CTYROKY, P. & HAVLICEK, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí 1:25.000 = Geologická mapa národních parků Thayatal a Podyjí 1:25.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmischen Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**/3–4, 283–291, Wien.

FUCHS, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 52 St. Peter in der Au. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**/3–4, 321, Wien.

FUCHS, G. & LINNER, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**/3–4, 293–301, Wien.

LINNER, M. & FUCHS, G. (2005): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters. – In: SCHUSTER, R. (Red.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten 12.–16. Sept. 2005: Herrn Univ.-Prof. Dr. Christof Exner zum 90. Geburtstag gewidmet, 155–158, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROETZEL, R., FUCHS, G. (Beitrag), HAVLICEK, P. (Beitrag), ÜBL, C. (Beitrag) & WRBKA, T. (Beitrag) (2005): Geologie im Fluss: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – 92 S., Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G., HERRMANN, P., PAHR, A., SCHNABEL, W. (Red.), AHL, A. (Beitrag), HABART, F. (Beitrag), HOFMANN, T. (Beitrag), HEINRICH, M. (Beitrag), KOLLER, F. (Beitrag), LENHARDT, W. (Beitrag), SCHEDL, A. (Beitrag), SLAPANSKY, P. (Beitrag), WEIXELBERGER, G. (Beitrag) & WIMMER-FREY, I. (Beitrag) (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 106 Aspang-Markt. – 82 S., Tektonische Übersicht des Nordostsporns der Zentralalpen 1:250.000 mit zwei Profilen, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROETZEL, R., FUCHS, G., AHL, A. (Beitrag), SCHUBERT, G. (Beitrag) & SLAPANSKY, P. (Beitrag) (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 8 Geras. – 136 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FUCHS, G. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**/4, 512, Wien.

LINNER, M., BAYER, I., SCHUSTER, R. & FUCHS, G. (2013): Tektonische Gliederung der südlichen Böhmischen Masse abgeleitet aus dem Gesamtdatensatz der Geologischen Bundesanstalt. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 106–108, Geologische Bundesanstalt, Wien.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 19–23 | Wien, Dezember 2020

Zur Erinnerung an Walter Eppensteiner (22. Dezember 1929 – 15. Mai 2020)

Am 15. Mai 2020 ist unser Freund und Kollege, Walter Eppensteiner, im 91. Lebensjahr für immer von uns gegangen.

Walter Eppensteiner wurde am 22. Dezember 1929 in Scheibbs (Niederösterreich) als Sohn des Lehrers Alois Eppensteiner und seiner Gattin Elisabeth geboren. Nach der Matura am 1. Juli 1948 am Bundesgymnasium in St. Pölten begann er an der Universität Wien diverse naturwissenschaftliche Fächer zu studieren, unter anderem Botanik, Zoologie, Physik, Medizin und ein Semester Geologie bei Leopold Kober (1883–1970). Nach Absolvierung eines technisch-kaufmännischen Abiturientenkurses am Technologischen Gewerbemuseum (TGM) in Wien setzte sich jedoch die Leidenschaft zu den Geowissenschaften durch und Walter Eppensteiner begann im Wintersemester 1957/1958 an der Universität Wien mit dem Studium der Geologie bei Eberhard Clar (1904–1995).

Noch während des Studiums lernte er seine Frau Elisabeth Berger kennen und nach der Hochzeit am 18. Oktober 1960 kamen zwischen 1961 und 1971 insgesamt sechs Kinder, fünf Töchter und ein Sohn, zur Welt.

Von 1962 bis 1966 war er als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Geologie der Technischen Hochschule in Wien beschäftigt und mit seiner Dissertation *Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth* promovierte Walter Eppensteiner am 14. Juli 1966 zum Dr. phil. Dadurch wurde er Hochschulassistent und ab September 1976 Universitätsoberassistent.

Obwohl die Dissertation klassisch naturwissenschaftlich ausgerichtet war, so war es Walter Eppensteiner immer ein Anliegen, naturwissenschaftliche Erkenntnisse so aufzubereiten und zu vermitteln, dass diese auch in der Praxis anwendbar und umsetzbar wurden. So engagierte er sich unter anderem ab dem Jahr 1967 als Mitarbeiter der Arbeitsgruppe *Steinstraßen und Steinmaterial* der Forschungsgesellschaft für das Verkehrs- und Straßenwesen im Österreichischen Ingenieur- und Architektenverein und war ab 1973 deren stellvertretender Leiter.

Als Assistent unter Vorstand Alois Kieslinger (1900–1975) (siehe dazu auch: https://www.ig.tuwien.ac.at/geschichte/ehem-professoren/) entdeckte Walter auch seine Liebe zu einer Teildisziplin der Angewandten Geowissenschaften, die heute zumeist als *Kulturgeologie* bezeichnet wird, da sie sich interdisziplinär mit den vielfältigen Interaktionen der Geowissenschaften und mit dem kulturellen Schaffen der Menschheit befasst. Nach dem damals (und leider auch heute wieder vermehrt) geltenden Grundsatz: „*Ich bin dein Herr und Prof. und dulde keine anderen Götter neben mir!* ...“, war ihm eine vertiefte Beschäftigung mit dieser Thematik verschlossen, sodass sich Walter Eppensteiner den Straßenbaugesteinen widmen musste, wie er mir (A.R.) einmal anvertraute.

Da der Mensch Walter Eppensteiner aber eine große Begeisterungsfähigkeit für Fragestellungen und Probleme im naturwissenschaftlich-technischen Spannungsfeld jeglicher Art besaß, war es nicht weiter verwunderlich, dass zahlreiche neue und teilweise revolutionäre Erkenntnisse auf dem Gebiet der Straßenbaugesteine auch in methodischer Hinsicht erzielt wurden und der gebührende Erfolg nicht lange auf sich warten ließ. Ab 1969 bearbeitete er als verantwortlicher Leiter oder Mitarbeiter zahlreiche Forschungsaufträge des damaligen Bundesministeriums für Bauten und Technik, deren weitreichende Erkenntnisse in den Heften der Reihe *Straßenforschung* veröffentlicht wurden. Zusammen mit Randolf Krzemien war er von 1974 bis 1990 Erstautor von nicht weniger als 15 Heften, bzw. großen Beiträgen (Nr. 10, 16, 22, 37, 81, 108, 112, 120, 121, 187, 223, 231, 243, 295, 389). Im Jahr 2000 folgte ein letztes Heft (Nr. 494) mit Harald Augustin und Manfred Zieger in dieser Reihe.

Diese Veröffentlichungen bildeten neben der höchst erfolgreichen Lehrtätigkeit an der TU Wien die Grundlage für seine Habilitation und der Verleihung der Lehrbefugnis als Universitätsdozent für *Baugeologie mit besonderer Berücksichtigung der Technischen Gesteinskunde* am 25. März 1980.

Auch der Fachnormenausschuss *Natürliche Gesteine*, den Walter Eppensteiner ab 1971 für die nächsten 25 Jahre als Vorsitzender leitete, profitierte enorm von seinem geologisch-petrografischen Wissen und dem vertieften Verständnis über die Genese der Gesteine und den daraus resultierenden chemischen und physikalischen Eigen-

schaften sowie den damit verbundenen Möglichkeiten und Grenzen der praktischen Anwendung im Bauwesen. Diese Expertise führte zur Veröffentlichung von Prüfnormen, die trotz ihrer präzisen Vorgaben in Hinblick auf die Rahmenbedingungen der Gesteinsprüfung eine Überinterpretation und vorgetäuschte Genauigkeit der Ergebnisse weitgehend vermieden – ein fachlich fundierter und argumentierter Pragmatismus, den wir bei den heutigen Naturstein-Normen oft schmerzlich vermissen!

Auch die Untersuchung von Baurohstofflagerstätten und die petrografische Beurteilung für die Aufnahmeprüfung in den Güteschutzverband der österreichischen Splitt- und Schotterwerke gehörte zu seinen Aufgaben, ebenso wie die Mitarbeit zur Erstellung von Rohstoffsicherungskarten für das Bundesland Niederösterreich.

Eigentlich gab es keinen Arbeitsbereich der nutzbaren Gesteine, in dem Walter Eppensteiner nicht seine Spuren hinterließ. Die Verwertung von Tunnelausbruchsmaterial, die Begutachtung von Bergbauschäden, Baugründen und Trassen von Verkehrswegen über die Untersuchung und Beurteilung von Dekorgesteinslagerstätten in Österreich, im Kaukasus, Sibirien, Türkei, Böhmen, Slowakei und Ungarn, bis hin zur Untersuchung von historischen Natursteinbauten in Wien, wie zum Beispiel die Steinbauten des Zentralfriedhofs, Schloss Neugebäude, Schönbrunn (einschließlich Gloriette) und Römischer Ruine, waren wichtige Arbeitsschwerpunkte.

In diesem Zusammenhang sei auf die Herausgeberschaft (zusammen mit Bernd Schwaighofer, BOKU) der Reihe *Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland* verwiesen, in der zwischen 2002 und 2006 vier Bände erschienen.

Daneben erfolgte die fundamentale Mitarbeit an baugeologischen Untersuchungen für Wasserkraftwerksbauten, unter anderem für die in Oberösterreich liegenden Kraftwerke Garsten, Weyer, Schönau, die Projekte Groß-Kastenreith und Molln sowie die Kartierung der Einhänge des im Dorfertal (Osttirol) geplanten Speichersees im Hinblick auf Hangbewegungen unmittelbar nach dem katastrophalen Bergsturz von Vajont (1963), der Walter Eppensteiner emotional besonders bewegte.

Auf der Basis seiner hervorragenden Fähigkeiten auf dem Gebiet der Geologie zusammen mit seinem profunden Wissen in Chemie und Physik konnte Walter Eppensteiner fundamentale wissenschaftliche Leistungen vollbringen, wie zum Beispiel die Erkenntnis, dass die Deformation von Fassadenplatten aus Carrara-Marmor auf das anisotrope Dehnungsverhalten des Calcits und auf die dominante Vorzugsorientierung der Kristallachsen dieses Minerals im Gesteinsgefüge zurückzuführen ist. Einen wesentlichen Beitrag leistete er auch bei der Klärung des Verhaltens von kompetentem Fels auf inkompetentem Untergrund („Hart auf Weich").

Diese breit gestreute und immer wissenschaftlich fundierte Expertise sowie seine große Empathie machten Walter Eppensteiner auch international zu einem von allen geschätzten und gesuchten Mitarbeiter für leitende Funktionen, wie zum Beispiel:

- 1976: Mitglied des Lenkungsausschusses der AG „Mineralstoffe" der Forschungsgesellschaft für das Straßenwesen e.V. (FGS) – heutige Forschungsgesellschaft für Straßen- und Verkehrswesen (FGSV) in Köln.
- 1979: Bestellung zum Sekretär des XVI. Weltstraßenkongresses in Wien für das Thema „Einteilung und Prüfung von Straßenbaustoffen".
- Ab 1990: Österreichischer Vertreter in CEN TC 154 „Aggregates", SC 6 „Prüfmethoden" und TG 9 „Verwitterung" sowie TC 246 „Natural Stones" [CEN: Comité Européen de Normalisation, TC: Technical Committee, SC: Subcommittee].
- Ab 1990: Leiter des Ausschusses für Veröffentlichungen der Forschungsgesellschaft Straße – Schiene – Verkehr (FVS) im Österreichischen Ingenieur- und Architekten-Verein (ÖIAV).

Als Mitglied der Wiener Schule der Ingenieurgeologie, die von Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) begründet wurde und der, neben vielen anderen, auch Josef Stiny (1880–1958) und Eberhard Clar (1904–1995) angehörten, konnte er als Universitätslehrer seinen Schülern (meist Studenten des Bauingenieurwesens) das Verständnis dafür mitgeben, was Ingenieurgeologie kann (und auch was sie nicht kann). In vielen Lehrveranstaltungen – von „Technische Gesteinskunde", über „Geologie und Verkehrswegebau", bis zu „Geologie der Massenbewegungen" – an der Technischen Universität Wien, an der Universität Wien und an der Universität Salzburg hat er unzähligen Studenten sein Wissen weitergegeben.

Neben dem oft nicht zu vermeidenden Frontalunterricht im Hörsaal und im Gelände, der bei Walter Eppensteiner jedoch niemals langweilig war, da er es in einem besonderen Ausmaße verstand, die Zuhörenden mittels seiner sprachlichen Fähigkeiten in seine geologische Welt zu entführen und zu fesseln, war auch seine Betreuung von zahlreichen Diplomarbeiten und Dissertationen stets von einer besonderen Qualität und Intensität frei nach Sokrates „*Der Lehrer sei der Geburtshelfer der eigenen Gedanken seiner Schüler*", die kaum eine Steigerung zuließ und seine Studierenden zur höchsten Leistung anspornte.

Als würde dieses Arbeitspensum noch nicht ausreichen, engagierte sich Walter Eppensteiner auch intensiv in den diversen Gremien der TU Wien, wie zum Beispiel als Mitglied der Fakultätsversammlung, Kuriensprecher des Mittelbaus, Mitglied des Akademischen Senats, Mitglied der Studienkommission für die Studienrichtung „Bauingenieurwesen" und der interuniversitären Studienkommission *Technische Geologie*, als Mitglied der Personalkommission und der Kommission zur Überprüfung der Lehraufträge und nicht zuletzt als Mitglied bei zahlreichen Berufungs- und Habilitationskommissionen. In diesen Gremien der TU Wien hat er sich in unzähligen Sitzungen für Transparenz und gegen Günstlingswirtschaft eingesetzt.

Trotz all dieser Leistungen in der Wissenschaft und im Wissenschaftsbetrieb ist Walter immer mit beiden Beinen auf dem Erdboden gestanden und immer ein wahrer Humanist im besten Sinne des Wortes geblieben.

Am 31. Dezember 1994 wurde Walter Eppensteiner in den Ruhestand versetzt. Im Sommer 2017 hat er seinen Vorlass der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt geschenkt, hier tragen 384 Katalogeinträge den Vermerk „Eppensteiner-Vorlass".

Alle, die mit Walter Eppensteiner zusammenarbeiteten, haben ihn als kompetenten, verlässlichen, herzlichen und charmanten Kollegen erfahren und so bleibt er uns allen in tiefer Erinnerung.

Ehrungen und Auszeichnungen

1982 Goldene Mitarbeiternadel des Österreichischen Normungsinstitutes.
1987 Ehrenzeichen in Gold der Bundesinnung der österreichischen Steinmetzmeister.
1988 Ehrennadel des Österreichischen Normungsinstitutes.
1994 Mitglied des Denkmalbeirates der Republik Österreich.
1996 American Society of Civil Engineers: Outstanding Paper of 1996 (gemeinsam mit Clemens Widhalm und Elmar K. Tschegg) „Anisotropic Thermal Expansion Causes Deformation of Marble Claddings" im *Journal of Performance of Constructed Facilities*.

Anlässlich seines 80. Geburtstages erschien eine Festschrift (Hennrich et al., 2009) mit Beiträgen von Peter Gottschling, Randolf Krzemien, Johann Litzka, Rainer Poisel, Scott Kieffer, Andreas Rohatsch, Bernd Schwaighofer und Ewald Tentschert. Auch in der Zeitschrift *Stein & Kies* (Nr. **104**/2000) des *Forum Rohstoffe* wurde er unter dem Titel „Ein Leben für die lebendige Welt der Steine: 80 Jahre Walter Eppensteiner" gewürdigt.

Hennrich, C. (Red.), Pfeiler, A. (Red.) & Augustin-Gyurits, K. (Red.) (2009): Festschrift anlässlich des 80. Geburtstages von Univ. Doz. Dr. phil. Walter Eppensteiner, Maria Enzersdorf, 22.12.2009. – 56 S., Maria Enzersdorf.

Wien, 3. Juni 2020

Andreas Rohatsch, Rainer Poisel, Christine Cerny & Thomas Hofmann

Werkeverzeichnis von Walter Eppensteiner

1959–1969

Eppensteiner, W., Listabarth, G. & Sohs, F. (1959): Beitrag zur Geologie des mittleren Kamptales (N.Ö. Waldviertel). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 117–122, Wien.

Eppensteiner, W. (1965): Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **14**/**15**, 205–228, Wien.

Eppensteiner, W. (1966): Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Dissertation, Universität Wien, 154 S., Wien.

Eppensteiner, W. (1968): Bericht über die geologischen Untersuchungen des Stauraumes Dorfertal/Osttirol im Sommer 1966. – Unveröffentlichter Bericht, 20 S., Wien.

Gyurits-Augustin, K. & Eppensteiner, W. (1969): Geologisch-petrographische Übersichtskarte: Rohstoffe für den Strassenbau 1:1.000.000. – 2 Blätter, Wien.

1970–1979

Eppensteiner, W. (1970): Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Dissertationen der Universität Wien, **49**, 89 S., Wien (Notring).

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1973): Der Ringversuch: Österreichische Straßenbaugesteine im Labor, Entwicklung einer Methode zur schnellen Prüfung der Frostbeständigkeit von Splittern, Ergänzung des Ringversuches. – Straßenforschung, **10**, 55 S., Wien.

Eppensteiner, W., van Husen, D. & Krzemien, R. (1973): Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 331–336, Wien.

Eppensteiner, W. (1974): Änderungen der Eigenschaften von Gesteinszuschlägen beim Durchgang durch Trockentrommeln von Heißmischanlagen. – Tagung der Arbeitsgruppe „Steinstraßen und Steinmaterial", 8. November 1974, 32–40, Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1974): Einflüsse der Kornform und Oberflächenbeschaffenheit von Brech- und Natursanden auf die Verdichtungswilligkeit und das Verformungsverhalten bituminösen Mischgutes. – Straßenforschung, **16**, 29 S., Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1974): Untersuchungen der Änderungen der Eigenschaften von Splitten und Kiesen beim Durchgang durch Trockentrommeln von Heißmischanlagen. – Straßenforschung, **22**, 46 S., Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1975): Die Prüfung von Körnungen und Korngemischen in der Los-Angeles-Trommelmühle. – Straßenforschung, **37**, 63 S., Wien.

Eppensteiner, W. (1977): Straßenbaugesteine – Prüfungen und Anforderungen aus österreichischer Sicht. – Schriftenreihe der Forschungsgesellschaft für Strassenwesen im Österreichischen Ingenieur- und Architektur-Verein, **73**, 119–125, Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1977): Ergänzende Untersuchungen zur Prüfung von Korngemischen in der Los-Angeles-Trommelmühle. – Straßenforschung, **81**, 22 S., Wien.

Eppensteiner, W. (1978): Die Beobachtung des Splitt-Einzelkornverhaltens in bituminös gebundenen Straßendecken. – Vortragsveranstaltung der Arbeitsgruppe „Steinstraßen und Steinmaterial", 19. Oktober 1978, 9–13, Wien.

Eppensteiner, W. (1978): Alois Kieslinger 1.2.1900–1.6.1975 (Nachruf). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **68**, 189–192, Wien.

Eppensteiner, W. (1979): Gesteinskörnungen Anforderungen und Prüfmethoden im österreichischen Straßenbau – kritisch betrachtet. – Studienreise der Arbeitsgruppe „Steinstraßen und Steinmaterial", April 1979, 15–20, Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1979): Untersuchungen von Sanden für bituminöses Mischgut. – Straßenforschung, **112**, 62 S., Wien.

Eppensteiner, W. & Krzemien, R. (1979): Zur Frostbeständigkeit von Rundkorn. – Straßenforschung, **121**, 39 S., Wien.

EPPENSTEINER, W., FÜREDER, H. & KRZEMIEN, R. (1979): Die Verbesserung des Verformungsverhaltens bitumengebundener Tragschichten durch Zusatz von Kantkorn. – Straßenforschung, **120**, 1–58, Wien.

EPPENSTEINER, W., GREGORI, H. & KRZEMIEN, R. (1979): Abriebversuche an Asphaltprobekörpern zur Ermittlung der wirtschaftlichsten Mischgutzusammensetzung. – Straßenforschung, **120**, 59–101, Wien.

EPPENSTEINER, W., GREGORI, H., HINTSTEINER, E. & KRZEMIEN, R. (1979): Bewertung von Gesteinsmaterialien im bituminösen Deckenbau: Zusammenhang zwischen Laboratoriumsuntersuchungen der Zuschlagstoffe und der praktischen Bewährung: 2. Teil: Langzeitbeobachtungen. – Straßenforschung, **108**, 101 S., Wien.

1980–1989

EPPENSTEINER, W. (1980): Jahresbericht 1979 über das Projekt „Erfassung von Bau- und Dekorgesteinen für Rohstoffsicherungskarten". – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-007/79, 8 S., Wien.

EPPENSTEINER, W. (1982): Die Prüfung des Polierverhaltens von Straßenbaukörnungen. – Vortragsveranstaltung der Arbeitsgruppe „Steinstraßen und Steinmaterial", 9. November 1982, 19–22, Wien.

EPPENSTEINER, W. (1982): Straßenbau mit regional verfügbaren Gesteinskörnungen. – Vortragsveranstaltung der Arbeitsgruppe „Steinstraßen und Steinmaterial", 9. November 1982, 35–36, Wien.

EPPENSTEINER, W. & KRZEMIEN, R. (1982): Sieb- und Schlämmanalyse. – Straßenforschung, **187**, 89–106, Wien.

EPPENSTEINER, W. & KRZEMIEN, R. (1983): Versuche zur Bestimmung des Mürbkornanteiles. – Straßenforschung, **231**, 36 S., Wien.

BREYER, G., EPPENSTEINER, W. & KRZEMIEN, R. (1983): Der Polierversuch: Teil II. Ringversuch Reibungsbeiwert nach Polieren, Polierbarkeit österreichischer Straßenbaugesteine. – Straßenforschung, **223**/2, 104 S., Wien.

EPPENSTEINER, W. & KRZEMIEN, R. (1984): Ein Verfahren zur Prüfung der Härte von Gesteinen für den Bau verschleißfester Fahrbahndecken. – Straßenforschung, **243**, 67 S., Wien.

EPPENSTEINER, W. (1985): Die Bedeutung der Technischen Gesteinskunde. – Baugeologische Tage in Hüttenberg Seminar – Vortragsfolge – Exkursion, 9.–13. September 1985: Tagungsunterlagen, 80–82, Hüttenberg.

EPPENSTEINER, W., FENZ, G., GREGORI, H. & KRZEMIEN, R. (1986): Los-Angeles-Werte von Korngemischen für bituminöse Tragschichten. – Straßenforschung, **295**, 130 S., Wien.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1987): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. – Österreichische Gesellschaft für Geomechanik, XXVI. Geomechanik-Kolloquium 1987: Kurzfassungen der Vorträge, 2 S., Wien.

LANGTHALER, A., CLAR, E., BACHER, G. & EPPENSTEINER, W. (1987): Alois Kieslinger-Denkmal. – 16 S., Wien.

EPPENSTEINER, W. (1988): Arbeiten auf dem Gebiet der technischen Gesteinskunde an der Abteilung Geologie. – Baugeologische Tage in Lunz am See, Niederösterreich, 6.–8. April 1988: Kurzfassungen, 16–18, Lunz am See.

EPPENSTEINER, W., POISEL, R. & SILBERBAUER, J. (1988): Geomechanical model tests concerning the gliding apart of hard rock on soft ground. – In: MARINOS, P.G. & KOUKIS, G.C. (Eds.): The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites: Preservation and Protection. – Proceedings of an International Symposium organized by the Greek National Group of IAEG, Athens, 19th–23rd September 1988, Volume 1, 123–128, Rotterdam.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): A contribution to the systematics of rock mass movements. – In: BONNARD, C. (Ed.): Landslides. – Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, 10–15 July 1988, Lausanne, Volume 2: Drainage and stabilization, Evaluation and appraisal of risks of instability, Instability phenomena in the zone of the alpine arc, 1353–1357, Rotterdam.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1, Geomechanik des Systems „Hart auf Weich". – Felsbau, **6**, 189–194, Essen.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich". – Felsbau, **7**, 16–20, Essen.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): A contribution to the systematics of rock mass movements. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **117**, 105–109, Rotterdam.

1990–1999

EPPENSTEINER, W. & KRZEMIEN, R. (1990): Prüfung der Frostbeständigkeit von Körnungen. – Straßenforschung, **389**, 62 S., Wien.

WIDHALM, C., TSCHEGG. E. & EPPENSTEINER, W. (1996): Anisotropic Thermal Expansion Causes Deformation of Marble Claddings. – Journal of Performance of Constructed Facilities, **10**/1, 5–10, Reston. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0887-3828(1996)10:1(5)

EPPENSTEINER, W. (1998): Laudatio auf Herrn Prof. Georg Spaun. – In: THURO, K., LOKAU, K., DEFFNER, F. & PLINNINGER, R.J.: Festschrift Prof. Georg Spaun zum 60. Geburtstag, 4–6, München.

EPPENSTEINER, W. (1999): Allgegenwärtigkeit des Steins. – In: LACHMAYER, H. (Hrsg.): Steinbruch, 11–12, Bad Deutsch-Altenburg.

EPPENSTEINER, W. (1999): Vom Werden und Vergehen des Steins: Kreislauf der geologischen Vorgänge. – In: LACHMAYER, H. (Hrsg.): Steinbruch, 13–16, Bad Deutsch-Altenburg.

EPPENSTEINER, W. (1999): Eigenschaften des Steins. – In: LACHMAYER, H. (Hrsg.): Steinbruch, 17–18, Bad Deutsch-Altenburg.

EPPENSTEINER, W. (1999): Zur Geschichte der Abbautechniken. – In: LACHMAYER, H. (Hrsg.): Steinbruch, 29–34, Bad Deutsch-Altenburg.

EPPENSTEINER, W. (1999): Steintransport. – In: LACHMAYER, H. (Hrsg.): Steinbruch, 39–42, Bad Deutsch-Altenburg.

AUGUSTIN, H., EPPENSTEINER, W. & ZIEGER, M. (1999): Verschleißversuche an Straßenbaugesteinen nach EN 1097-1. – Straßenforschung, **494**, 77 S., Wien.

WIDHALM, C., EPPENSTEINER, W. & TSCHEGG, E. (1999): Meßmethoden zur Beschreibung von Gefügeanisotropien in Marmor. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **150**, 275–281, Stuttgart.

2000–2010

EPPENSTEINER, W. (2000): Stein-Experte. – STEINtime Österreich: Architektur + Naturstein, **2000**/1, 36, München.

EPPENSTEINER, W. (2001): Die Entwicklung der Ingenieurgeologie im Spiegel der Institutsgeschichte. – In: TENTSCHERT, E. (Hrsg.): Festkolloquium 140 Jahre Geologie an der TU-Wien, 22. und 23. November 2000, 3–25, Wien.

EPPENSTEINER, W. (2003): Bau- und Rohstoff Stein – technische Eigenschaften, Nutzung, Probleme (Kurzfassung). – Naturstein in Kunst, Bau und Technik: Barbara-Gespräche Payerbach, 20.–21. November 2003, Tagungsmappe, 11–12, Payerbach.

EPPENSTEINER, W. (2003): Vom Bauen mit Stein: Von den Anfängen bis zur Gegenwart (Kurzfassung). – Naturstein in Kunst, Bau und Technik: Barbara-Gespräche Payerbach 20. bis 21. November 2003, Tagungsmappe, 20–21, Payerbach.

EPPENSTEINER, W. (2003): Gewinnung und Aufbereitung von Gesteinskörnungen. – Mitteilungen des Institutes für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur, Reihe „Nutzbare Gesteine Niederösterreichs und des Burgenlandes“, **2003**/3, 43–50, Wien.

SCHWAIGHOFER, B. (Hrsg.) & EPPENSTEINER, W. (Hrsg.) (2003): Gesteine – Gewinnung & Verarbeitung. – Mitteilungen des Institutes für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur, Reihe „Nutzbare Gesteine Niederösterreichs und des Burgenlandes“, **2003**/3, 91 S., Wien.

SCHWAIGHOFER, B. & EPPENSTEINER, W. (2003): Vorwort. – Mitteilungen des Institutes für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur, Reihe „Nutzbare Gesteine Niederösterreichs und des Burgenlandes“, **2003**/3, 3, Wien.

EPPENSTEINER, W. (2005): Ob sichtbar oder versteckt – Stein ist überall. – Stein & Kies, **77**, 8, Wien.

SCHWAIGHOFER, B. (Hrsg.) & EPPENSTEINER, W. (Hrsg.) (2005): „Junge“ Kalke, Sandsteine und Konglomerate – Neogen. – Mitteilungen des Institutes für Angewandte Geologie der Universität für Bodenkultur, Reihe „Nutzbare Gesteine Niederösterreichs und des Burgenlandes“, **2005**/2, 107 S., Wien.

EPPENSTEINER, W. (2006): Vulkanite im Burgenland: Vorkommen – Abbau – Verwendung. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **25**, 5–34, Wien.

EPPENSTEINER, W. (2007): Pauliberg: Das größte Basaltvorkommen im Burgenland. – In: HOFMANN, T. (Hrsg.): Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 181–183, München.

EPPENSTEINER, W. & FRITZ, I. (2007): Güssing: Der basaltische Burgberg. – In: HOFMANN, T. (Hrsg.): Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 194–195, München.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & EPPENSTEINER, W. (2008): Nachruf. Georg Riehl-Herwirsch in memoriam. – Journal of Alpine Geology, **49**, 219–220, Wien.

EPPENSTEINER, W., AUGUSTIN-GYURITS, K. & PFEILER, A. (2009): Unbedenklichkeit von in Österreich verwendeten Gesteinskörnungen betreffend Alkali-Kieselsäure-Reaktivität (AKR) im Beton: Ergebnisse aus Archiv-Studien, Expertenbefragungen und Fragebogenaktionen. – Unveröffentlichter Bericht, 26 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16034-R]

EPPENSTEINER, W. (2010): Gesteine unverzichtbar für den Straßenbau! Gesteinsbaustoffe im Verkehrswegebau. – Stein & Kies, **104**, 1–2, Wien.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 25–43 | Wien, Dezember 2020

Der Bittesch-Gneis im Nationalpark Thayatal-Podyjí (Österreich, Tschechische Republik)

MICHAEL MATZINGER* & FRITZ FINGER*

5 Abbildungen, 1 Tabelle, 4 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
8 Geras / NM 33-11-06 Langau
9 Retz

Böhmische Masse
Moravikum
Bittesch-Gneis
Geochemie
Petrografie

Inhalt

Zusammenfassung 25
Abstract 25
Einleitung 26
Ergebnisse 27
Geländebefund 27
Geochemie 29
Dünnschliffbeobachtungen 32
Diskussion und Schlussfolgerung 32
Dank 33
Literatur. 33
Tafeln 35

Zusammenfassung

Der Bittesch-Gneis ist die westlichste und hangendste Einheit der Moravischen Zone. Es handelt sich um einen variszisch stark deformierten Orthogneiskomplex mit spätproterozoischem (cadomischem) Protolithalter. Im Nationalpark Thayatal-Podyjí ist der Bittesch-Gneis zwischen Vranov und Hardegg durchgehend gut aufgeschlossen. Es wurden hier engmaschig Proben zur geochemischen und petrografischen Untersuchung genommen. Bereits im Zuge der Probenahme wurde festgestellt, dass der Bittesch-Gneis im Thayatal unüblich mafische Varianten beinhaltet. Diese stellen einen eigenen tonalitisch-granodioritischen Subtyp von Bittesch-Gneis dar, welcher in der vorliegenden Arbeit erstmals genauer beschrieben wird.

The Bittesch-Gneis in the National Park Thayatal-Podyjí (Austria, Czech Republic)

Abstract

The Bittesch-Gneiss is the western- and uppermost geological unit of the Moravian Zone. The rock has a late Proterozoic (Cadomian) protolith age and is strongly affected by Variscan metamorphism. Good outcrops of the Bittesch-Gneiss exist in the national park Thayatal-Podyjí along the river Thaya. Samples were taken between Vranov (CZ) and Hardegg (AT) for geochemical and petrographic investigations. Already during sampling, unusually mafic varieties of Bittesch-Gneiss could be recognized. These rocks represent a distinct tonalitic-granodioritic subtype of Bittesch-Gneiss, which is newly described in this article.

* MICHAEL MATZINGER, FRITZ FINGER: Universität Salzburg, FB Chemie und Physik der Materialien, Jakob-Haringer-Straße 2, 5020 Salzburg. michael.matzinger@sbg.ac.at, friedrich.finger@sbg.ac.at

Einleitung

Der Bittesch-Gneis gilt als das Leitgestein der Moravischen Zone und begleitet diese in ihrem Hangenden über mehr als 100 km, vom Südende bis zum Nordende der Thayakuppel, und weiter im Svratka-Fenster in Mähren (Abb. 1). Nach derzeitigem Kenntnisstand kann der Bittesch-Gneis als Teil eines variszisch stark deformierten Granitmassivs interpretiert werden, mit einem Bildungsalter von ungefähr 580 Ma. Entsprechende Zirkondatierungen von Friedl et al. (2000, 2004) aus dem österreichischen Gebiet konnten unlängst im Svratka-Fenster reproduziert werden (Soejono et al., 2017). Ein ähnliches Alter (570 ± 44 Ma) wurde schon zuvor mit Hilfe der Rb-Sr-Gesamtgesteinsmethode im Bittesch-Gneis aus einem Steinbruch ca. 1 km südöstlich von Messern im Taffatal gemessen (Morauf & Jäger, 1982), sodass davon auszugehen ist, dass weite Teile des Bittesch-Gneises dieses spätproterozoische Bildungsalter besitzen. Scharbert (1977) konnte allerdings zeigen, dass es zu dieser Zeit (also vor ca. 580 Ma) bestenfalls zu lokaler, keineswegs aber zu einer durchgreifenden Equilibrierung der Sr-Isotopen über den gesamten proto-Bittesch-Gneis-Komplex gekommen ist. Ob das von Scharbert berechnete Isochronenalter von etwa 800 Ma eine konkrete geologische Bedeutung besitzt, ist unklar. Es ist nicht völlig auszuschließen, dass es gewisse Bittesch-Gneis-Varianten mit einem Bildungsalter > 580 Ma gibt. Realistischer erscheint allerdings die Annahme, dass sich der Bittesch-Gneis, ähnlich wie auch der Thayabatholith, aus mehreren plus-minus gleich alten, aber isotopisch uneinheitlichen Teilplutonen zusammensetzt. Zahlreiche übernommene Zirkonkerne mit vorwiegend mesoproterozoischem Alter legen nahe, dass die magmatischen Edukte des Bittesch-Gneises durchwegs hohe Restitanteile besaßen. Dieser Umstand sowie die eher niedrigen Zr-Gesamtgesteinsgehalte lassen auf niedrig temperierte, krustale Schmelzen schließen (Finger & Riegler, 2014).

Makroskopisch zeigt sich der Bittesch-Gneis bekanntlich als ziemlich einheitliches Gestein. Der einheitliche Eindruck wird vor allem durch die uniforme, stängelige Deformation und hochtemperierte Mylonitisierung vermittelt. Diese hat allfällig vorhandene strukturelle Eigenheiten ehemaliger Teilplutone definitiv stark verwischt. Die Suche nach solchen plutonischen Subeinheiten im Bittesch-Gneis muss daher unter anderem mit geochemischer Methodik angegangen werden. Dass solche primärmagmatischen Heterogenitäten prinzipiell existieren, ist bereits aus den frühen geochemischen Untersuchungen von Finger et al. (1989), Bernroider (1989) und Preclik (1927) abzuleiten, welche allerdings nur stichprobenartigen Charakter hatten. Finger & Riegler (2014, 2016) haben vor einigen Jahren damit begonnen, die Variationsbreite des Bittesch-Gneises auf Kartenblatt 21 Horn systematisch zu erfassen, in Begleitung der dort laufenden Kartierungsarbeiten der Geologischen Bundesanstalt (Reinhard Roetzel und Manfred Linner). Parallel dazu wird in der vorliegenden Arbeit versucht, die geochemische und auch petrografische Variation des Bittesch-Gneises im Nationalpark Thayatal-Podyjí genauer zu charakterisieren. Derartige Studien werden letztlich helfen, verschiedene magmatische Subeinheiten im Bittesch-Gneis zu definieren und in der Folge auch individuell zu datieren. Die Arbeit schließt an die geologischen Untersuchungen der Autoren im Nationalpark Thayatal-Podyjí in den Jahren 2014 bis 2017 an (Matzinger, 2016; Matzinger & Finger, 2017). Sie ist Teil einer von der Geologischen Bundesanstalt unterstützten geologischen Dissertation des Erstautors.

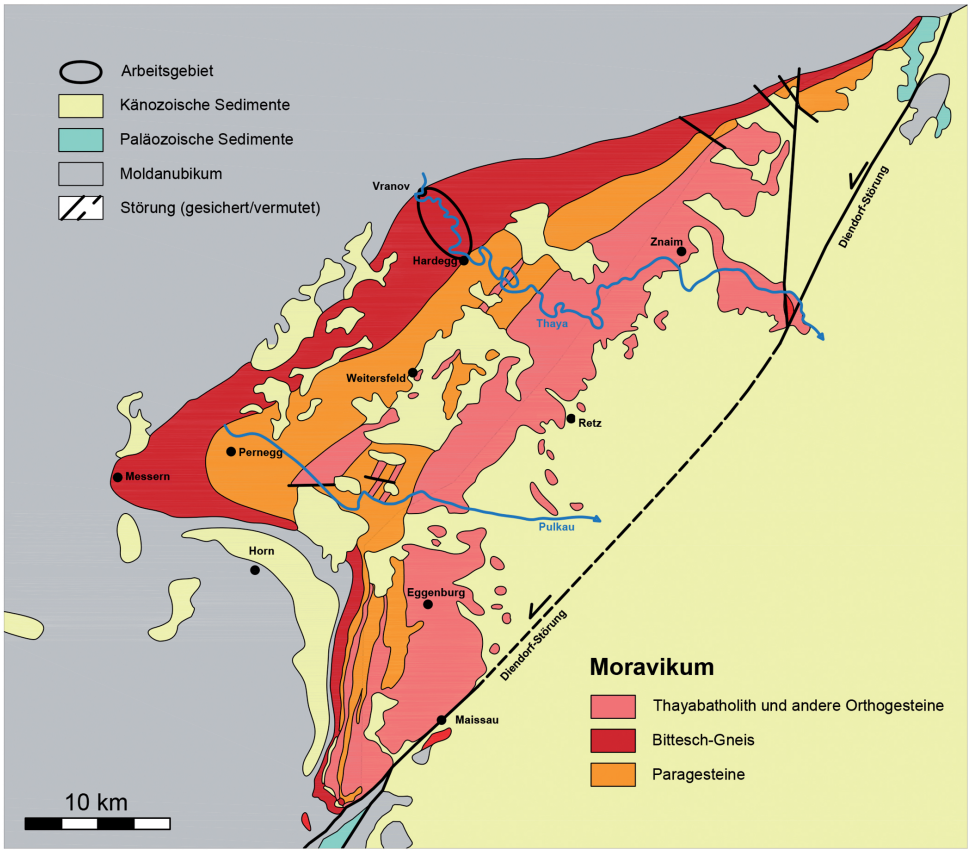


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des Moravikums, verändert nach Frasl (1991).

Ergebnisse

Geländebefund

Direkt in Hardegg, der kleinsten Stadt Österreichs, findet der Lithologiewechsel von den Glimmerschiefern, Paragneisen und Kalksilikaten des Pernegg-Komplexes zum auflagernden Bittesch-Gneis hin statt (ROETZEL et al., 2004, 2005). Ab hier kann, dem Thayatal folgend, die gesamte Einheit des Bittesch-Gneises bis nach Vranov nad Dyjí in Tschechien vom Liegenden in das Hangende durchwandert und aufgrund der guten Aufschlusssituation nahezu durchgehend beprobt werden.

Unmittelbar westlich von Hardegg wechseln einander Bittesch-Gneis und Kalksilikatschiefer noch in Lagen ab. Größere Felsburgen sind auf österreichischer Seite allerdings fast immer Bittesch-Gneis (Abb. 2), wogegen am tschechischen Ufer auch Kalksilikate mächtige Felswände bilden. Ganz allgemein ist die Aufschlusssituation im größtenteils tief und an den Flanken steil eingeschnittenen Thayatal vor allem an den Prallhängen ausgezeichnet.

Abb. 2.
Aufschluss von Bittesch-Gneis etwa 1,5 km nordwestlich von Hardegg (Foto: M. Matzinger).

Im Liegendabschnitt bei Hardegg ist der Bittesch-Gneis typischerweise mittelgrau, gut geschiefert und klein- bis mittelkörnig (Proben MM 81-15, MM 141-15, Taf. 1, Figs. 1, 2). Größere Augen von Feldspäten (> 0,5 cm) sind selten.

Etwa 1 km westlich von Hardegg ändert sich der Charakter des Bittesch-Gneises deutlich. Es treten hier viele lagige Heterogenitäten in Erscheinung. So wechseln beispielsweise in Aufschlüssen südlich des Bründlgrabens im cm/dm-Bereich feinkörnige helle, aplitische Lagen und gröbere Orthogneislagen lebhaft einander ab, oft getrennt von dünnen biotitreichen Lagen (Probe MM 90-15, Abb. 3 rechts). Auch kommen in dieser Gegend immer wieder exotische, biotitreiche Gneise geringmächtig vor (Probe MM 89-15, Abb. 3 links). In der Karte ist dieser Bereich dementsprechend mit der Übersignatur „feinkörniger Biotitparagneis“ versehen (ROETZEL et al., 2004). Die geochemische Untersuchung einer solchen biotitreichen Lage ergab überraschenderweise einen sauren Gesamtgesteinschemismus mit ca. 78 Gew.% SiO_2, sowie einen außergewöhnlich hohen Zr-Gehalt von 877 ppm. Neben den gebänderten Gneisen tritt in diesem Talabschnitt aber auch immer wieder kleinkörniger Bittesch-Gneis in homogenen Partien auf, vergleichbar dem Bittesch-Gneis bei Hardegg.

Auf tschechischer Seite sind gleich im Hangenden der Kalksilikate Biotitorthogneise kartiert (Taf. 1, Figs. 3, 4), die nach unseren Untersuchungen fallweise auch Amphibol führen können. Diese „Biotitorthogneise“ sind zum Teil auffällig schlierig ausgebildet und erinnern dann an Migmatite. Andere Proben sind straffer geschiefert und stärker mylonitisiert, zeigen aber auffällige hell-dunkel Wechsel im cm-Bereich und könnten daher ebenfalls Migmatite gewesen sein.

Abb. 3.
Links: „feinkörniger Biotitparagneis“, Probe MM 89-15; rechts: Wechsellagerung verschiedener Orthogneise mit mafischen Zwischenlagen, Probe MM 90-15; Maßstab in Millimeter.

Im Hangenden der als Biotitparagneise bzw. Biotitorthogneise kartierten Zonen bildet der Schwalbenfelsen auf österreichischer Seite eine hohe und markante Felswand aus Bittesch-Gneis. Eine ca. 2 m mächtige Amphibolitlage ist eingeschaltet (Abb. 4). Insgesamt macht der Bittesch-Gneis hier wieder einen eher homogenen Eindruck, im Vergleich zur zuvor beschriebenen unterlagernden Lithologie (Biotitparagneise und Biotitorthogneise). Allerdings fällt im Vergleich zum hellgrauen Hardegger Bittesch-Gneis-Typ ein höherer Biotitgehalt auf (Probe MM 10-18, Taf. 1, Fig. 5) und im Dünnschliff zeigt sich eine stärkere Dominanz von Plagioklas relativ zu Kalifeldspat. Der Modalbestand tendiert somit in Richtung tonalitisch.

Unterhalb des Schwalbenfelsens, vom Thayabrunnen beim Langen Grund die Thaya aufwärts, treten am Gleithang neben Blockhalden deluviale Ablagerungen auf. Es gibt hier nur wenige Felsaufschlüsse. Mächtige Felswände von Bittesch-Gneis und Kalksilikaten finden sich aber gegenüber am Prallhang des tschechischen Ufers (s.o.).

Weiter flussaufwärts, nördlich des Krotengrabens, nimmt die Anzahl der Aufschlüsse auf österreichischer Seite wieder deutlich zu (Abb. 5).

Man beobachtet hier auffällig dunkle Lagen von Bittesch-Gneis, zum Teil mit ungewöhnlich massigem Erscheinungsbild (Probe MM 99-15, Taf. 1, Fig. 6), allerdings zumeist in unregelmäßiger Wechsellagerung mit helleren Varianten. Ein solcher hell-dunkel-Wechsel kann zum Teil im cm/dm-Maßstab stattfinden (Taf. 2, Fig. 1, 2).

Über diesen mafischeren Bittesch-Gneis-Typen folgt ein geringmächtiger Horizont mit stark mylonitisiertem Bittesch-Gneis. Diese Mylonite lassen sich im Streichen über einen Kilometer weit vom Bründlgraben (Probe MM 94-15, Taf. 2, Fig. 3) über zwei weitere Aufschlüsse (Proben MM 13-18, MM 100-15, Taf. 2, Figs. 4, 5) bis in den Krotengraben verfolgen (Probe MM 20-18, Taf. 2, Fig. 6).

Abb. 5.
Massiger, intermediärer Bittesch-Gneis, Aufschluss nördlich Krotengraben (Foto: R. Roetzel).

Über diesem markanten Mylonithorizont ist der Bittesch-Gneis dann wieder ziemlich homogen, hell-mittelgrau und kleinaugig ausgebildet. Nach dem Übertreten der österreichisch-tschechischen Grenze beim Stierwiesberg ist er in dieser Form entlang der Thaya über mehrere hundert Meter fast durchgehend aufgeschlossen (Taf. 3, Fig. 1). Das Gestein bricht hier betont plattig entlang der Schieferungsflächen.

Weiter Richtung Vranov nad Dyjí treten in immer größerer Zahl Amphibolitzwischenlagen auf und man beobachtet zunehmend Verfaltungen. In Vranov nad Dyjí (Zadní Hamry, Straße nach Onšov) ist eine isoklinal verfaltete intensive Wechsellagerung von Bittesch-Gneis und Amphibolit als Naturdenkmal ausgewiesen (Taf. 3, Fig. 2). Unmittelbar westlich von Vranov nad Dyjí endet die Bittesch-Gneis-Einheit und es folgen Gesteine der Drosendorf- und Gföhl-Einheit (drosendorfská a gfölská jednotka).

Abb. 4.
Links: Aufschluss Schwalbenfelsen (Foto: M. Matzinger); rechts: Amphibolitlage in Bittesch-Gneis beim Schwalbenfelsen (Foto: R. Roetzel).

Geochemie

Unsere 28 neuen geochemischen Analysen aus dem Thayatal (Tab. 1) machen schnell klar, dass der Bittesch-Gneis in diesem Gebiet stofflich anders ist als auf Blatt 21 Horn. Während der Bittesch-Gneis auf Blatt Horn praktisch ausschließlich saure Zusammensetzung mit SiO_2 > 70 Gew.% und FeO < 1,5 Gew.% besitzt (Finger & Riegler, 2014, 2016), zeigt der Bittesch-Gneis des Thayatals in seinem Mittelabschnitt häufig SiO_2-Gehalte von nur 60–70 Gew.% SiO_2 und 1,5–4 Gew.% FeO.

Im Hangendabschnitt ist der Bittesch-Gneis des Thayatals zwar wieder deutlich SiO_2 reicher und FeO ärmer als im Mittelteil, allerdings zeigen fast alle in diesem Abschnitt genommenen Proben außergewöhnliche Na-Betonung (Na_2O 5–7 Gew.%, Na_2O/K_2O-Verhältnis 3–6) und dementsprechend leukotonalitische Zusammensetzung mit viel

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Probe	**MM 10-18**	**MM 13-18**	**MM 14-18**	**MM 15-18**	**MM 17-18**	**MM 18-18**	**MM 19-18**	**MM 20-18**	**MM 21-18**	**MM 22-18 grob**
Gestein	**BG Schwalbenfelsen**	**BG Thayatal**	**BG Thayatal**	**BG Krotengraben**	**BG Krotengraben**	**BG Schwalbenfelsen**	**BG Thayatal**	**BG Schwalbenfelsen**	**BG Schwalbenfelsen**	**BG Schwalbenfelsen**
SiO_2	69,38	70,93	71,53	63,80	64,22	68,56	70,26	69,78	70,01	67,51
TiO_2	0,33	0,36	0,30	0,60	0,54	0,37	0,25	0,34	0,27	0,30
Al_2O_3	16,35	15,80	15,71	17,87	17,71	16,69	16,36	16,24	16,39	17,56
Fe_2O_3	2,35	2,00	1,71	3,98	3,81	2,45	1,63	2,49	1,66	2,13
MnO	0,03	0,02	0,02	0,04	0,08	0,03	0,02	0,06	0,03	0,05
MgO	1,07	0,76	0,72	1,70	1,84	1,06	0,65	1,25	0,92	0,86
CaO	2,26	2,57	3,39	4,17	4,12	3,42	3,11	2,46	3,21	3,59
Na_2O	4,72	4,60	4,83	4,69	4,22	4,79	5,55	5,78	4,96	5,30
K_2O	1,67	1,49	1,06	1,62	1,94	1,33	0,87	1,20	1,55	1,09
P_2O_5	0,13	0,08	0,04	0,27	0,22	0,07	0,07	0,13	0,08	0,13
SO_3	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
GV	1,43	1,11	0,46	0,87	0,96	0,98	0,42	0,86	0,67	1,25
Summe	**99,74**	**99,72**	**99,78**	**99,63**	**99,68**	**99,76**	**99,20**	**100,59**	**99,77**	**99,77**
Rb	57	48	29	48	66	51	29	27	46	32
Sr	590	658	680	749	601	475	725	549	611	564
Ba	572	612	497	889	584	415	557	784	489	352
Th	3	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	7	u.d.N.	4	u.d.N.	u.d.N.	2
La	13	32	18	19	46	21	32	28	16	28
Ce	38	64	34	33	92	45	72	52	30	52
Nd	13	22	15	12	37	17	25	23	10	21
Ga	16	16	16	21	19	16	18	19	19	18
Nb	8	7	6	13	14	8	7	11	8	6
Zr	101	97	158	153	129	98	128	109	136	113
Y	7	4	u.d.N.	8	14	5	3	7	u.d.N.	7
Sc	5	6	6	8	8	5	u.d.N.	6	4	3
Pb	u.d.N.	7	u.d.N.	u.d.N.	6	6	7	u.d.N.	6	3
Zn	32	33	25	60	61	34	21	42	25	40
V	32	21	23	54	62	41	13	29	18	29
Co	3	u.d.N.	4	6	6	6	u.d.N.	4	u.d.N.	3
Cr	6	9	3	6	23	u.d.N.	4	u.d.N.	30	4
Ni	8	8	8	9	10	11	8	8	9	7
Qz	31,06	33,19	32,23	22,15	24,04	28,47	28,18	26,66	28,57	25,18
Plag	49,84	50,68	57,17	58,51	54,44	56,79	61,76	60,14	56,86	61,61
Kfsp	5,08	5,15	2,83	1,04	2,93	2,76	1,88	1,34	5,56	2,09
Koordinaten										
R	713937	713962	714464	714417	714425	714328	714313	714313	714277	714333
H	414291	414605	414800	414870	414885	414911	414863	414863	414895	414826

Tab. 1, Teil 1.
Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm; GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Qz = Quarz, Plag = Plagioklas, Kfsp = Kalifeldspat (normative Berechnung); R = Rechtswert, H = Hochwert, Koordinaten im BMN M34.

	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Probe	**MM 22-18 fein**	**MM 23-18**	**MM 24-18**	**MM 26-18**	**MM 27-18**	**MM 28-18**	**MM 29-18**	**MM 31-18 hell**	**MM 33-18 A**
Gestein	**BG Kroten-graben**	**BG Thayatal**	**BG Schwalben-felsen**	**BG Thayatal**	**BG Schwalben-felsen**	**BG Schwalben-felsen**	**BG Thayatal**	**„Biotit-orthogneis“, CZ**	**„Biotit-orthogneis“, CZ**
SiO_2	60,59	73,69	68,82	76,06	70,25	69,16	73,29	60,08	59,76
TiO_2	0,62	0,28	0,36	0,03	0,33	0,24	0,09	0,28	0,40
Al_2O_3	19,41	14,08	16,42	13,66	16,30	17,19	15,17	22,89	17,91
Fe_2O_3	4,21	1,88	2,29	0,58	1,96	1,36	1,05	1,00	3,78
MnO	0,06	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	2,30	0,77	1,00	0,04	0,67	0,46	0,18	0,53	0,60
CaO	3,43	3,16	3,58	0,55	3,09	2,77	0,82	7,00	13,59
Na_2O	5,42	3,97	4,58	4,07	4,98	4,80	4,00	6,49	1,52
K_2O	1,59	1,08	1,45	4,17	1,43	3,00	4,10	0,77	0,11
P_2O_5	0,22	0,11	0,15	0,04	0,07	0,07	0,11	0,03	0,04
SO_3	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,01
GV	1,80	0,75	1,02	0,64	0,65	0,59	0,92	0,72	1,94
Summe	**99,66**	**99,79**	**99,73**	**99,88**	**99,77**	**99,73**	**99,77**	**99,81**	**99,69**
Rb	38	29	46	169	53	60	156	24	u.d.N.
Sr	558	518	621	41	537	567	222	1173	956
Ba	861	502	638	76	293	995	735	227	59
Th	3	u.d.N.	u.d.N.	4	6	13	4	u.d.N.	85
La	28	10	13	17	38	29	20	6	218
Ce	48	12	19	44	73	42	31	16	418
Nd	19	4	5	22	31	18	21	u.d.N.	204
Ga	20	15	18	16	17	18	17	21	25
Nb	13	6	9	8	7	6	9	7	u.d.N.
Zr	158	116	148	61	162	125	66	73	72
Y	13	u.d.N.	4	25	7	7	13	5	14
Sc	8	5	3	3	7	u.d.N.	4	6	u.d.N.
Pb	3	3	7	21	10	9	14	u.d.N.	9
Zn	67	27	30	15	40	25	33	21	31
V	67	20	26	u.d.N.	16	22	u.d.N.	21	12
Co	5	5	3	u.d.N.	3	3	u.d.N.	3	5
Cr	45	3	4	u.d.N.	3	5	u.d.N.	u.d.N.	19
Ni	10	8	8	6	9	9	7	10	20
Qz	15,66	40,00	29,38	35,36	29,38	24,02	32,88	4,50	-
Plag	61,44	48,31	55,18	34,52	56,55	52,39	34,94	89,58	-
Kfsp	0,00	2,63	3,90	26,21	5,03	16,55	24,81	2,24	-
Koordinaten									
R	714333	714448	713905	711025	711025	711025	715385	714602	714581
H	414826	414648	414383	410472	410472	410472	413505	414204	414153

Tab. 1, Teil 2.
Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm; GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Qz = Quarz, Plag = Plagioklas, Kfsp = Kalifeldspat (normative Berechnung); R = Rechtswert, H = Hochwert, Koordinaten im BMN M34.

Plagioklas und wenig Kalifeldspat. Dadurch ergibt sich ein zweiter, ganz markanter geochemischer Unterschied zum Bittesch-Gneis auf Blatt Horn, welcher fast immer niedrigere Na_2O-Gehalte zwischen 3 und 5 Gew.%, ein Na_2O/K_2O-Verhältnis von 1–2, und somit granitischen bis granodioritischen Modalbestand aufweist. Lediglich im Liegendabschnitt des Thayatals bei Hardegg zeigt der Bittesch-Gneis stellenweise Zusammensetzungen, die dem Bittesch-Gneis auf Blatt Horn entsprechen. Aber selbst in diesem Abschnitt erweisen sich viele der genommenen Proben unüblich Na_2O betont.

Die Na_2O-reichen Bittesch-Gneis-Varianten sind vermutlich durch spätmagmatisch-metasomatische Granitalteration (Albitisierung) unter massiver Beteiligung von Fluiden

	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Probe	**MM 33-18 B**	**MM 33-18 C**	**MM 35-18**	**MM 37-18**	**MM 85-15**	**MM 88-15**	**MM 89-15 dunkel**	**MM 89-15 hell**	**MM 90-15**
Gestein	**„Biotit-orthogneis“, CZ**	**„Biotit-orthogneis“, CZ**	**BG Schwalben-felsen**	**BG Thayatal**	**BG westlich Hardegg**	**BG westlich Hardegg**	**Paragneis westlich Hardegg**	**BG in Paragneis westlich Hardegg**	**Gneislage in gebän-dertem Gestein**
SiO_2	67,06	66,69	66,51	71,52	73,13	73,33	77,30	75,04	70,93
TiO_2	0,36	0,36	0,46	0,24	0,19	0,07	1,35	0,08	0,27
Al_2O_3	16,42	17,65	17,62	15,89	15,68	16,28	6,44	14,90	16,52
Fe_2O_3	2,16	2,30	2,21	1,49	1,25	1,07	6,62	0,95	1,18
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02
MgO	0,89	1,08	1,18	0,69	0,49	0,29	3,18	0,16	0,77
CaO	6,13	6,53	3,99	2,60	0,73	3,17	0,15	3,22	1,86
Na_2O	4,39	4,73	4,95	5,78	5,25	4,55	0,23	4,89	6,10
K_2O	0,33	0,33	1,30	0,94	2,95	1,02	2,82	0,46	1,30
P_2O_5	0,04	0,05	0,22	0,08	0,05	0,03	0,05	0,03	0,06
SO_3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,02
GV	0,75	0,73	1,26	0,53	0,94	0,80	1,24	0,77	0,75
Summe	98,56	100,48	99,73	99,79	100,67	100,62	99,48	100,57	99,78
Rb	11	9	49	30	72	24	118	12	54
Sr	567	620	702	463	365	558	25	591	229
Ba	205	277	711	541	925	524	1031	273	229
Th	51	47	u.d.N.	3	7	u.d.N.	18	u.d.N.	23
La	117	122	11	19	31	18	23	8	49
Ce	250	230	12	33	51	16	28	25	105
Nd	110	111	5	10	21	16	u.d.N.	4	53
Ga	14	16	18	17	16	15	15	12	16
Nb	u.d.N.	u.d.N.	6	7	6	u.d.N.	14	u.d.N.	4
Zr	152	191	108	98	120	46	860	328	110
Y	8	7	4	10	6	6	u.d.N.	u.d.N.	38
Sc	5	3	6	8	3	u.d.N.	18	u.d.N.	5
Pb	4	4	3	5	15	7	u.d.N.	8	9
Zn	40	45	27	33	46	12	71	10	17
V	18	13	36	24	6	5	139	15	41
Co	4	5	4	2	u.d.N.	u.d.N.	7	u.d.N.	u.d.N.
Cr	4	10	5	9	5	4	74	9	20
Ni	17	18	7	10	7	12	20	11	10
Qz	26,26	22,03	24,81	28,95	29,88	36,25	65,69	38,02	27,05
Plag	67,81	71,46	60,00	61,06	46,24	53,62	2,33	57,03	60,18
Kfsp	0,00	0,00	2,58	2,40	16,31	4,52	1,79	1,37	5,05
Koordinaten									
R	714581	714581	714420	715291	714616	714096	714096	714096	713755
H	414153	414153	414017	414161	413335	413473	413473	413473	413699

Tab. 1, Teil 3.
Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm; GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Qz = Quarz, Plag = Plagioklas, Kfsp = Kalifeldspat (normative Berechnung); R = Rechtswert, H = Hochwert, Koordinaten im BMN M34.

zu erklären. Derartige Prozesse kommen vor allem in seicht gelegenen, hochplutonischen Granitmassiven vor (Hecht et al., 1999). Fallweise wurden solche Na-Anreicherungen auch im Bittesch-Gneis auf Blatt Horn diagnostiziert (z.B. Finger & Riegler, 2014: Proben Fi-13/13 und Fi-20f/13) und auch im Thayabatholith gibt es vereinzelt solche Metasomatose-Erscheinungen (Kreuzer & Finger, 2012). Im Bittesch-Gneis des Thayatals (insbesondere im Hangendabschnitt) ist die Na-Anreicherung aber sehr großflächig beobachtbar und somit äußerst markant.

Der mafischere Bittesch-Gneis im Bereich Schwalbenfelsen–Krotengraben, wie auch einige der dazwischen auftretenden leukokrateren Gneislagen, zeichnen sich durch hohe Sr-Gehalte von 400–800 ppm bei gleichzeitig relativ

hohen Zr-Gehalten von bis 200 ppm aus. Wie üblich sinkt das Zr mit steigendem SiO_2, aber auch die SiO_2-reicheren Proben vom Bittesch-Gneis haben im Thayatal oft noch Zr-Gehalte von 100–150 ppm, während der Bittesch-Gneis auf Blatt Horn fast immer Zr-Gehalte von < 100 ppm aufweist. Für letzteren wurde ein hohes Sr/Zr-Verhältnis von ~4 als typisch erkannt (FINGER & RIEGLER, 2014), und derartig hohe Sr/Zr-Verhältnisse sind auch im Bittesch-Gneis des Thayatals zu konstatieren. Sie sind somit anscheinend für alle Bittesch-Gneis-Varianten charakteristisch und auch die auf der geologischen Karte des Thayatals durch Übersignatur extra ausgewiesenen Biotitorthogneise (ROETZEL et al., 2004) zeigen diese hohen Sr/Zr-Verhältnisse. Letztere können somit guten Gewissens als ein Subtyp des Bittesch-Gneises betrachtet werden. Auch wenn einzelne der Proben (Probe MM 33-18, Taf. 1, Fig. 4) merkwürdig erhöhte LREE-Gehalte haben (Ce: 267 ppm, La: 125 ppm, Nd: 118 ppm).

Es muss hier betont werden, dass die anderen Metagranite und Granitgneise des Moravikums (Thayabatholith, Orthogneise des Therasburg-Komplexes) stets deutlich niedrigere Sr/Zr-Verhältnisse besitzen (siehe die diversen Analysen in FINGER & RIEGLER, 2006, 2008, 2009, 2012a–c, 2013).

Dünnschliffbeobachtungen

Probe MM 84-15: Quarz und Plagioklas bilden eine feinkörnige Matrix, die vollständig rekristallisiert ist. Auftretende Gemische kleiner rundlicher Quarzkörner mit Plagioklasrekristallisaten könnten auf myrmekitisierte magmatische Kalifeldspäte zurückgehen. Wie auch etliche andere Proben von Bittesch-Gneis, führt Probe MM 84-15 akzessorisch 1–2 mm großen Granat. Sowohl die Granatkörner als auch Plagioklas und Muskovit überwachsen eine bereits bestehende Schieferung (Taf. 3, Figs. 3, 4). Die gut gelängten Plagioklasrekristallisate weisen auf amphibolitfazielle Wachstumsbedingungen hin (VOLL, 1976).

Probe MM 10-18 vom Schwalbenfelsen weist ebenfalls stark tonalitische, Na-betonte Zusammensetzung auf. Auffällig sind im Dünnschliffbild die Plagioklase. Kleinere Körner sind vollständig serizitisiert und bei größeren Vertretern setzt die Serizitbildung an den Korngrenzen an (Taf. 3, Figs. 5, 6). Anhand der Auslöschungsschiefe ist eine Änderung der An-Gehalte in Plagioklasrelikten innerhalb des Serizits zum erhaltenen Kern nicht erkennbar. Möglicherweise wurde der Zonarbau der Plagioklase in Probe MM 10-18 im Zuge der Metamorphose euquilibriert und die Serizitisierung stellt eine späte, (post-)metamorphe Entwicklung dar. Die Quarze weisen stark suturierte Korngrenzen auf und lassen reliktische Schachbrettmusterung erkennen. Der hellbraun-gelbliche Biotit ist in die Schieferung eingebettet und tritt oft an den Korngrenzen der Plagioklase auf.

Eine weitgehend ungeschieferte Probe **MM 99-15** nördlich des Krotengrabens führt neben Plagioklas (~55 %) und Quarz (~20 %) etwa 15 % Biotit. Auffällig ist der überraschend regelmäßig und mit ca. 2 % Anteil am Mineralbestand vertretene grünliche Amphibol (Taf. 3, Figs. 7, 8). Es tritt feinkörniger Titanit in Vergesellschaftung mit Biotit auf. Der hohe Ca-Gehalt dieser Probe (5,0 Gew.%) führt zur Stabilisierung von aus Biotit entmischtem Titanit anstelle von Ilmenit bzw. Rutil. Granat erreicht in dieser Probe Korngrößen von mehreren Millimetern. Die magmatische Struktur dieser Probe ist vergleichsweise gut erhalten. Die polysynthetisch verzwillingten Plagioklase erreichen Größen von mehreren Millimetern.

Probe MM 17-18: Diese Probe führt als Besonderheit einzelne mm-große Allanitkristalle (Taf. 4, Figs. 1–4) mit reliktischem, magmatischem Zonarbau. Der mengenmäßig dominante Plagioklas ist feinkörnig rekristallisiert und teilweise stark serizitisiert.

Probe MM 94-15 (Mylonit): Im Dünnschliffbild sind sämtliche Minerale feinkörnig rekristallisiert und foliert. Magmatische Relikte fehlen völlig (Taf. 4, Figs. 5, 6). Das granodioritische Gestein (Quarz 30 %, Plagioklas 50 %, Kalifeldspat 15 %) führt neben Biotit auch Muskovit.

Probe MM 111-15: Im Dünnschliff zeigt sich ein augiger granodioritischer Orthogneis mit lagig agglomerierten Quarzdomänen. Die Augen sind in diesem Fall überwiegend Kalifeldspäte. Sie erreichen eine Größe von etwa 7–10 mm und an ihren Korngrenzen tritt auffällig viel Myrmekit auf (Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas und Quarz). Die Quarzkörner zeigen Schachbrettmusterung und damit eine Quarz-Gefügetemperatur von mindestens 600° C (Taf. 4, Fig. 7). Wie bereits in anderen Dünnschliffen beobachtet, überwächst akzessorischer Granat ein vorhandenes Gefüge (Taf. 4, Fig. 8).

Diskussion und Schlussfolgerung

Ähnlich wie im Fall des Thayabatholiths kann auch beim Bittesch-Gneis mit Hilfe der Geochemie eine Unterteilung in magmatische Subeinheiten vorgenommen werden. Der Bittesch-Gneis auf Blatt 21 Horn bildet dabei eine solche Subeinheit (Bittesch-Gneis-Typus Blatt Horn). Lokale Schwankungen in den Spurenelementgehalten können innerhalb dieser Subeinheit vor allem durch Prozesse der fraktionierten Kristallisation (Akkumulation von Frühkristallisaten) bzw. durch lokale Restschmelzensegregation erklärt werden. Im Thayatal-Profil finden sich vergleichbare Bittesch-Gneis-Typen im Liegendabschnitt nahe Hardegg. Große Teile des Bittesch-Gneises des Thayatals scheinen aber eine eigenständige magmatische Suite mit tonalitisch-granodioritischem Charakter zu bilden (Bittesch-Gneis-Typus Thayatal).

Da der ganze Bereich von einer (vermutlich spätmagmatischen) Na-Metasomatose überprägt wurde, ist eine genaue geochemische Charakterisierung und typologische Abgrenzung der Primärmagmen nicht ganz einfach. Dementsprechend sind auch die ehemaligen Verbandsverhältnisse zwischen den zwei Regionaltypen (scharfe Kontakte oder fließende Übergänge) nur schwer rekonstruierbar.

Ob es sich bei den mafischen Bittesch-Gneis-Varianten des Thayatals um heißeres Magma gehandelt hat (im Vergleich zum Bittesch-Gneis auf Blatt Horn) oder ob der mafische Charakter durch Restitgehalte verursacht ist, muss ebenfalls erst ermittelt werden. Vor allem aber wäre wichtig zu wissen, ob das Bildungsalter dieser mafischeren Bittesch-Gneis-Variante ebenfalls bei 580 Ma liegt. Zirkondatierungen sind in Arbeit.

Das Dünnschliffstudium weist auf eine zumindest zweiphasige Metamorphosegeschichte des Bittesch-Gneises im Thayatal-Profil hin. Deutliche Hinweise dafür sind, dass Granat und Plagioklas ein vorhandenes Deformationsgefüge überwachsen. Auch die rekristallisierten Myrmekite mit den stark gelängten und geregelten Plagioklasrekristallisaten weisen auf ein frühes Deformationsereignis hin. Ein mögliches Modell wäre eine syntektonische Intrusion und Kristallisation von Magmen in einem regionalen Stressfeld (cadomisch), aber auch die spätere variszische Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen könnte unter Umständen zweiphasig abgelaufen sein.

Dank

Wir danken Reinhard Roetzel und Manfred Linner für die Unterstützung der Geländearbeiten im Nationalpark Thayatal-Podyjí sowie für fachliche Diskussionen. Gudrun Riegler und David Schiller halfen bei verschiedenen logistischen und technischen Problemen. Bei der Dünnschliffmikroskopie erhielten wir wertvolle Hilfestellung von Jörn Kruhl.

Literatur

Bernroider, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**/2, 349–373, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2006): Bericht 2005 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**/1–2, 123–126, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2008): Bericht 2007 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf den Blättern 21 Horn und 22 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**/2, 269–271, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2009): Bericht 2008 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**/4, 509–512, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2012a): Bericht 2009 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 213–216, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2012b): Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 216–218, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2012c): Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 218–220, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 361–364, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2014): Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 255–258, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2016): Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 225–229, Wien.

Finger, F., Frasl, G., Höck, V. & Steyrer, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian Zone of northeast Austria: Products of a Cadomian active continental margin? – Precambrian Research, **45**, 235–245, Amsterdam (Elsevier). https://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(89)90042-9

Frasl, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums – eine Einführung. – In: Roetzel, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, 49–62, Wien.

Friedl, G., Finger, F., McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. (2000): Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. – Geology, **28**, 1035–1038, Boulder, Colorado. https://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1035:DTAOTS>2.0.CO;2

Friedl, G., Finger, F., Paquette, J.L., von Quadt, A., McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – International Journal of Earth Sciences, **93**, 802–823, Berlin–Heidelberg (Springer). https://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0420-9

Hecht, L., Thuro, K., Plinninger, R. & Cuney, M. (1999): Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. – International Journal of Earth Sciences, **88**/2, 236–252, Berlin–Heidelberg (Springer).

Kreuzer, M. & Finger, F. (2012): Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Granitgneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 222–227, Wien.

Matzinger, M. (2016): Der Thayabatholith im Nationalpark Thayatal-Podyjí: Geochemie, Petrographie und Metamorphose. – Masterarbeit, Paris Lodron Universität Salzburg, 84 S., Salzburg.

Matzinger, M. & Finger, F. (2017): Bericht 2016 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**/1–4, 301–306, Wien.

Morauf, W. & Jäger, E. (1982): Rb-Sr Whole Rock Ages for the Biteš-gneiss, Moravicum, Austria. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **62**/2, 327–334, Zürich. https://dx.doi.org/10.5169/seals-47973

Preclik, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmischen Masse. – Geologische Rundschau, **18**, 81–103, Berlin.

Roetzel, R., Fuchs, G., Batík, P., Čtyroký, P. & Havlíček, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí 1:25.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Roetzel, R., Fuchs, G., Havlíček, P., Übl, C. & Wrbka, T. (2005): Geologie im Fluss – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – 92 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Scharbert, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 11–15, Wien.

Soejono, I., Janoušek, V., Ková, E., Sláma, J., Konopásek, J., Machek, M. & Hanžl, P. (2017): Long-lasting Cadomian magmatic activity along an active northern Gondwana margin: U–Pb zircon and Sr–Nd isotopic evidence from the Brunovistulian Domain, eastern Bohemian Massif. – International Journal of Earth Sciences, **106**, 2109–2129, Berlin–Heidelberg (Springer). https://dx.doi.org/10.1007/s00531-016-1416-y

Voll, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, **56**, 641–647, Zürich.

Eingelangt: 20. Juli 2020, angenommen: 26. August 2020

Tafeln

Tafel 1

Fig. 1: Bittesch-Gneis, Probe MM 81-15, etwa 500 m westlich Hardegg, Bildunterkante: 5 cm.

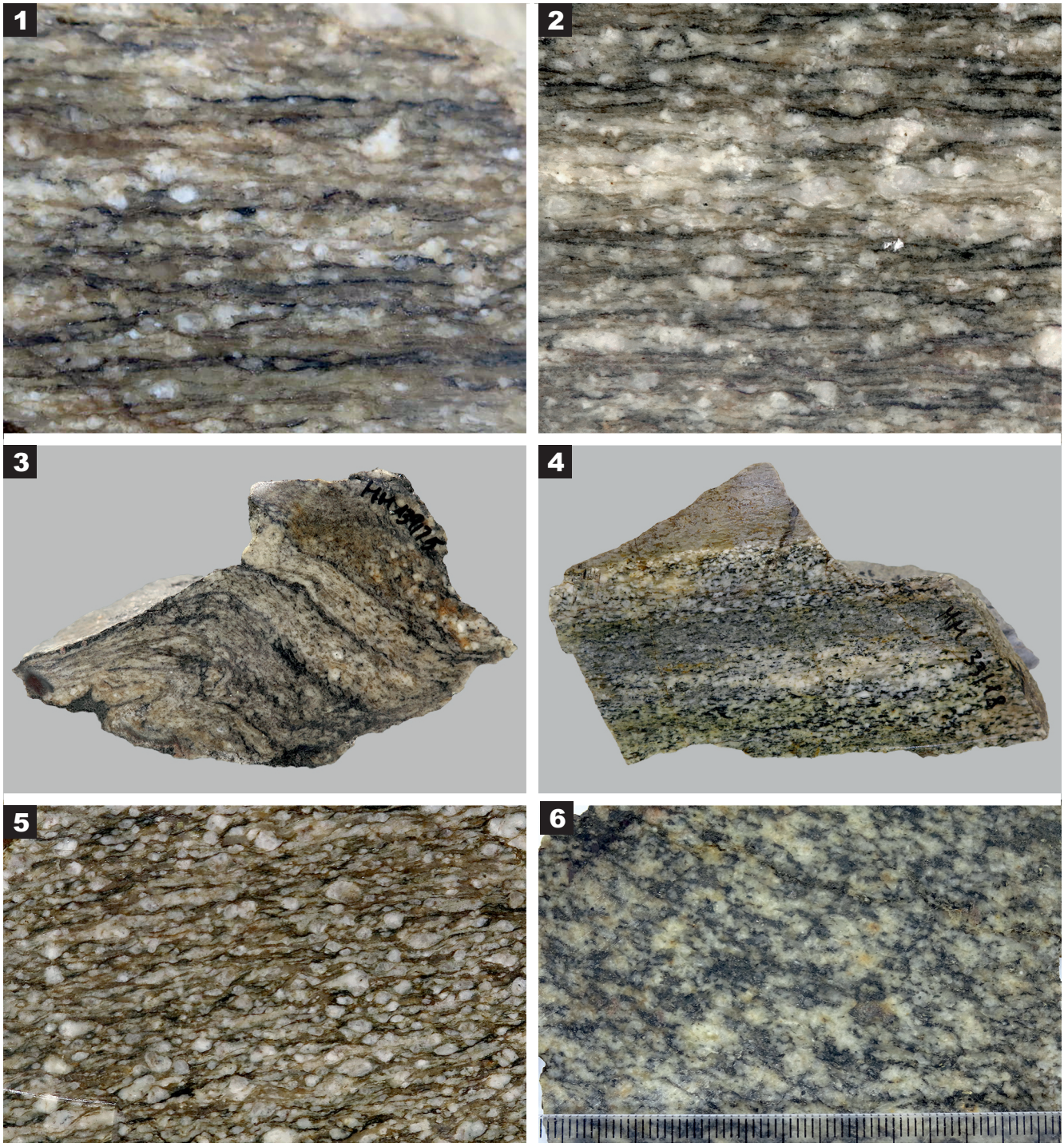
Fig. 2: Bittesch-Gneis, Probe MM 141-15 vom gegenüberliegenden tschechischen Ufer, Bildunterkante: 5 cm.

Fig. 3: „Biotitorthogneise“ vom tschechischen Thayaufer, Probe MM 139-15, Länge: ca. 10 cm.

Fig. 4: „Biotitorthogneise“ vom tschechischen Thayaufer, Probe MM 33-18, Länge: ca. 12 cm.

Fig. 5: Tonalitischer Bittesch-Gneis, Probe MM 10-18 vom Schwalbenfelsen, Bildunterkante: 7 cm.

Fig. 6: Tonalitischer Bittesch-Gneis, Probe MM 99-15 nördlich des Krotengrabens, Bildunterkante: 7 cm.


1
2
3
4
5
6

Tafel 2

Figs. 1, 2: Hell-dunkel-Wechsellagerung im Bittesch-Gneis beim Krotengraben (Fotos: M. Matzinger).

Fig. 3: Mylonitischer Bittesch-Gneis zwischen Bründlgraben und Krotengraben, Probe MM 94-15, Bildunterkante: 6 cm.

Fig. 4: Mylonitischer Bittesch-Gneis zwischen Bründlgraben und Krotengraben, Probe MM 13-18, Bildunterkante: 6 cm.

Fig. 5: Mylonitischer Bittesch-Gneis zwischen Bründlgraben und Krotengraben, Probe MM 100-15, Bildunterkante: 6 cm.

Fig. 6: Mylonitischer Bittesch-Gneis zwischen Bründlgraben und Krotengraben, Probe MM 20-18, Bildunterkante: 6 cm.

1

2

3

4

5

6

Tafel 3

Fig. 1: Aufschluss von Bittesch-Gneis nördlich des Stierwiesberges in Tschechien (Foto: M. Matzinger).

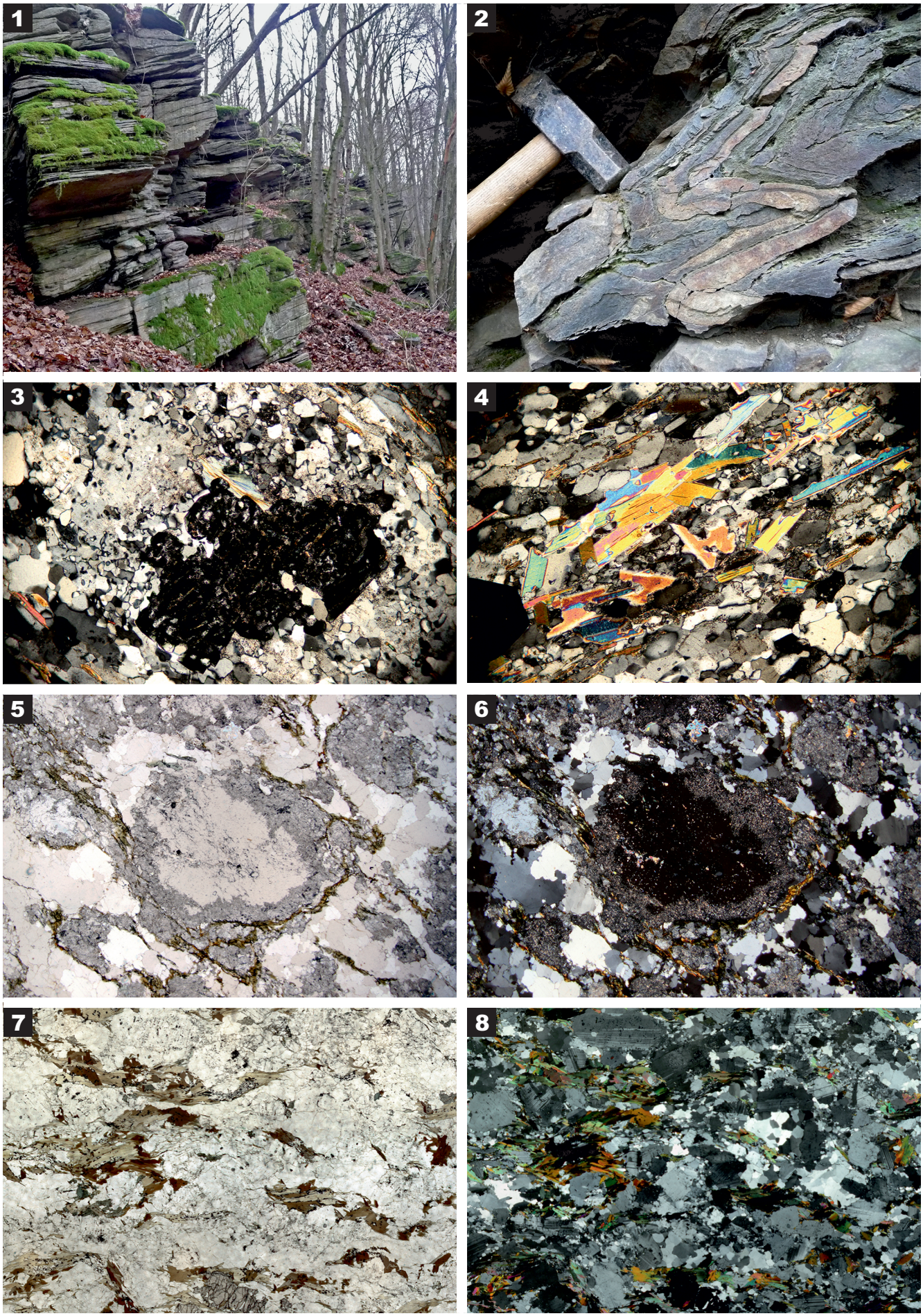
Fig. 2: Isoklinal verfaltete Wechsellagerung von Bittesch-Gneis und Amphibolit nördlich Vranov nad Dyjí (Foto: M. Matzinger).

Fig. 3: Bittesch-Gneis, Probe MM 84-15 (Dunkelfeldaufnahmen), Granat umgeben von Plag-Qz-Gemisch, Bildhöhe: 2 mm.

Fig. 4: Bittesch-Gneis, Probe MM 84-15 (Dunkelfeldaufnahmen), Hellglimmer überwächst ältere Schieferung, Bildhöhe: 2 mm.

Figs. 5, 6: Tonalitischer Bittesch-Gneis vom Schwalbenfelsen, Probe MM 10-18: Detailausschnitt, serizitisierter Plagioklas mit Biotitsaum, Matrix aus suturierten Quarzkörnern, Plagioklas und Serizit, Bildhöhe: ca. 5 mm.

Figs. 7, 8: Dünnschliff von tonalitischem, Granat- und Amphibol führendem Bittesch-Gneis, nördlich des Krotengrabens, Probe MM 99-15; Bildhöhe: ca. 10 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8

Tafel 4

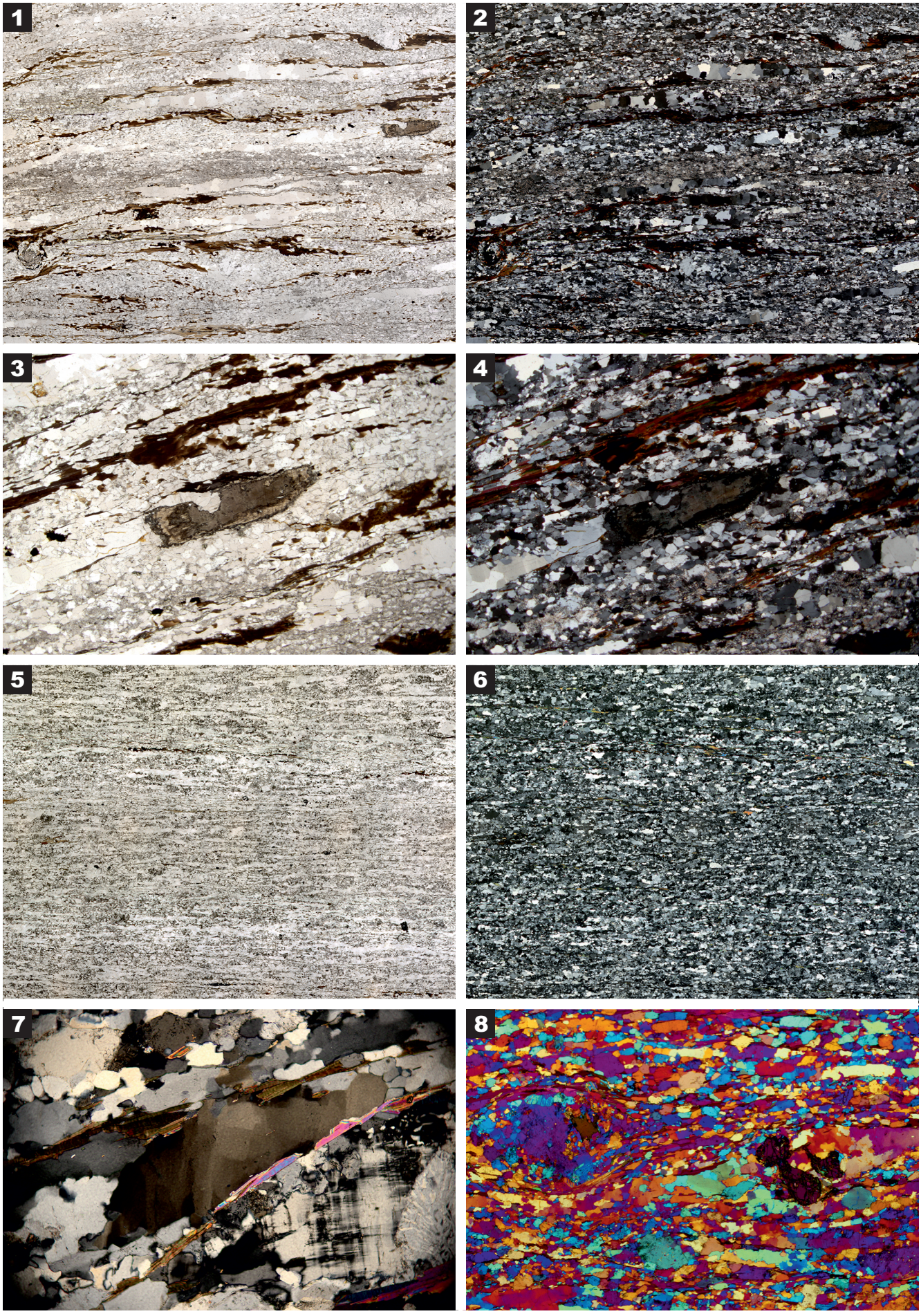
Figs. 1, 2: Bittesch-Gneis, Dünnschliff-Probe MM 17-18, Bildhöhe: 20 mm.

Figs. 3, 4: Bittesch-Gneis, Dünnschliff-Probe MM 17-18, hypidiomorpher, zonierter Allanitkristall, Kristalllänge: ca. 3 mm.

Figs. 5, 6: Dünnschiff von mylonitischem Bittesch-Gneis, Probe MM 94-15, Bildhöhe: 15 mm.

Fig. 7: Bittesch-Gneis, Hangendbereich, Probe MM 111-15, Quarz-Schachbrettmuster neben Kalifeldspat und Myrmekit, Bildhöhe: ca. 2 mm.

Fig. 8: Bittesch-Gneis, Hangendbereich, Probe MM 111-15, Kalifeldspatauge und Granat in Qz-Plag-Matrix, fotografiert mit Gipsblättchen, Bildhöhe: ca. 6 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 45–129 | Wien, Dezember 2020

Chitinozoans of the Plöcken Formation (Hirnantian) and Kok Formation (upper Llandovery–lower Ludlow) in the Cellon section (Carnic Alps, Austria)

HELGA PRIEWALDER*

2 Text-Figures, 2 Tables, 11 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
197 Kötschach / NL 33-04-09 Oberdrauburg

Chitinozoa
Cellon section
Carnic Alps/Austria
Systematic palaeontology
Biozonation
Plöcken Formation
Hirnantian/Upper Ordovician
Kok Formation
Telychian/lower Silurian

Contents

Abstract 45
Zusammenfassung 46
Introduction. 46
Geological setting 47
The Carnic Alps. 47
The Cellon section 48
The Valbertad Formation 49
The Uqua Formation 50
The Plöcken Formation 50
The Kok Formation 52
Material and Methods 53
Introduction to the chitinozoan research 53
The chitinozoans of the Plöcken Formation. 55
The chitinozoans of the Kok Formation 61
Conclusions 67
Systematic Palaeontology 68
Acknowledgements. 99
References 99
Plates 108

Abstract

Forty five samples from the Upper Ordovician–lower Silurian sedimentary successions of the Cellon section (Carnic Alps, Austria) are palynologically processed for investigation of chitinozoans within the Valbertad Formation (Katian), the Uqua Formation (late Katian–?lowermost Hirnantian), the Plöcken Formation (Hirnantian) and the Kok Formation (upper Llandovery–lower Ludlow). However, taxonomically assignable chitinozoans are only found in the Plöcken Formation (12 taxa) and in the lower part of the Kok Formation (25 taxa) and these are discussed herein in detail. Due to their generally poor state of preservation many taxa are left in open nomenclature. In the Plöcken Formation, the following taxa are identified: *Armoricochitina nigerica*, *Desmochitina minor*, *Rhabdochitina* cf. *gracilis* and *Tanuchitina elongata*; moreover, occurrence of representatives of the genera *Conochitina*, *Euconochitina* and *Spinachitina* is documented although these could not be identified at species level. This chitinozoan assemblage is herein assigned to the Hirnantian *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone. An independent confirmation of this Late Ordovician age assignment is provided by the occurrence in the lower part of the succession of the Plöcken Formation of the index-fossil of the *Metabolograptus persculptus* graptolite biozone, the uppermost graptolite biozone of the Ordovician, and of the *Hirnantia* Fauna. Evidence of the *Spinachitina oulebsiri* chitinozoan biozone, the uppermost chitinozoan biozone of the Ordovician, is not, however, found within the Cellon section samples.
The chitinozoans of the Plöcken Formation show close relationships to the chitinozoan assemblages of the cold-water realms of Northern Gondwana.

* HELGA PRIEWALDER: Ungargasse 17–19/4/6, 1030 Wien, Austria. h.priewalder@gmx.at

In recent literature considerable confusion has arisen concerning the stratigraphical position of the base of the Hirnantian Stage in the Bou Ingarf section (central Anti-Atlas, Morocco), which is the type section of several Ordovician chitinozoan biozones such as the *A. merga* and *T. elongata* biozones. The main reason for this may be linked to the incorrect application in previous studies of the zonal definitions to the latter biozones.
In the lower part of the Kok Formation, which unconformably succeeds the Plöcken Formation after a significant hiatus (Rhuddanian–lower Telychian), the following taxa were recorded: *Bursachitina conica*, *Eisenackitina causiata*, *E. dolioliformis*, *E.* cf. *inanulifera*, *Ancyrochitina* gr. *ancyrea*, *Angochitina longicollis*, *Conochitina* cf. *armillata*, *C.* cf. *elongata*, *C.* cf. *iklaensis*, *C. leviscapulae*, *C. praeproboscifera*, *C.* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001, *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? and *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? In addition, the presence of numerous taxa identifiable only at generic level as *Bursachitina*, *Calpichitina* (without description), *Eisenackitina*, *Cyathochitina*, *Lagenochitina*, *Plectochitina*?, *Sphaerochitina* and *Conochitina* is established. The chitinozoans of the lower part of the Kok Formation are assigned herein to the global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone, the base of which is correlated on a global scale with the base of the *Oktavites spiralis* graptolite biozone and the lower *Pterospathodus amorphognathoides angulatus* conodont biozone, respectively. The presence of the succeeding global *Margachitina margaritana* chitinozoan biozone, the base of which is located in the uppermost Telychian, could not be proven within the succession due to the absence of chitinozoans from this level upwards.
The chitinozoans of the lower part of the Kok Formation show – in contrast to the Plöcken Formation – a close relationship to the chitinozoan assemblages of the warm-water areas of the palaeocontinents of Baltica and Avalonia.

Chitinozoen der Plöcken-Formation (Hirnantium) und Kok-Formation (oberes Llandovery–unteres Ludlow) aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen, Österreich)

Zusammenfassung

Im Cellon-Profil wurde das Chitinozoen-Vorkommen in der Valbertad-Formation (Katium), der Uqua-Formation (oberes Katium–?unterstes Hirnantium), der Plöcken-Formation (Hirnantium) und der Kok-Formation (oberes Llandovery–unteres Ludlow) untersucht, und dafür wurden 45 Proben palynologisch aufbereitet. Nur in der Plöcken-Formation (12 Taxa) und im unteren Teil der Kok-Formation (25 Taxa) sind bestimmbare Chitinozoen vertreten, die hier eingehend beschrieben werden. Da die Fossilien überwiegend schlecht erhalten sind, mussten viele Taxa in offener Nomenklatur gehalten werden.
In der Plöcken-Formation treten folgende Taxa auf: *Armoricochitina nigerica*, *Desmochitina minor*, *Rhabdochitina* cf. *gracilis* und *Tanuchitina elongata* und weiters nicht genauer bestimmbare Vertreter der Gattungen *Conochitina*, *Euconochitina* und *Spinachitina*.
Diese Chitinozoen-Gesellschaft wird der *Tanuchitina elongata* Chitinozoen-Biozone des Hirnantiums zugewiesen. Dieses Alter wird bestätigt durch das Vorkommen des Index-Fossils der *Metabolograptus persculptus* Graptolithen-Biozone, der jüngsten Graptolithen-Zone des Ordoviziums, sowie der *Hirnantia* Fauna, beide im unteren Teil der Plöcken-Formation auftretend. Die *Spinachitina oulebsiri* Chitinozoen-Biozone, die jüngste Chitinozoen-Zone des Ordoviziums, kann im Cellon-Profil jedoch nicht nachgewiesen werden.
Die Chitinozoen der Plöcken-Formation zeigen enge Beziehungen zu den Chitinozoen-Gesellschaften der Kaltwassergebiete von Nord-Gondwana.
Für die in der jüngeren Literatur entstandene Konfusion hinsichtlich der stratigrafischen Position der Basis des Hirnantiums im Bou Ingarf Profil (zentraler Anti-Atlas, Marokko), dem Typusprofil mehrerer Ordovizischer Chitinozoen-Biozonen wie die *A. merga* und die *T. elongata* Biozone, konnte die Anwendung fehlerhafter Zonendefinitionen auf die beiden genannten Biozonen in früheren Arbeiten als Ursache identifiziert werden.
Im unteren Teil der Kok-Formation, die nach langer Sedimentationsunterbrechung (Rhuddanium–unteres Telychium) diskordant über der Plöcken-Formation folgt, sind folgende Chitinozoen-Taxa vertreten: *Bursachitina conica*, *Eisenackitina causiata*, *E. dolioliformis*, *E.* cf. *inanulifera*, *Ancyrochitina* gr. *ancyrea*, *Angochitina longicollis*, *Conochitina* cf. *armillata*, *C.* cf. *elongata*, *C.* cf. *iklaensis*, *C. leviscapulae*, *C. praeproboscifera*, *C.* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001, *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? und *E.* sp. 3 sensu NESTOR, 1994?; weiters finden sich nicht näher bestimmbare Vertreter der Gattungen *Bursachitina*, *Calpichitina* (ohne Beschreibung), *Eisenackitina*, *Cyathochitina*, *Lagenochitina*, *Plectochitina*?, *Sphaerochitina* und *Conochitina*.
Die Chitinozoen der unteren Kok-Formation werden der globalen *Angochitina longicollis* Chitinozoen-Biozone zugeordnet, deren Basis mit der Basis der *Oktavites spiralis* Graptolithen-Biozone bzw. der unteren *Pterospathodus amorphognathoides angulatus* Conodonten-Biozone korreliert. Die darüber folgende globale *Margachitina margaritana* Chitinozoen-Biozone, deren Basis im obersten Telychium liegt, kann aufgrund des Fehlens von Chitinozoen ab diesem Bereich nicht nachgewiesen werden.
Die Chitinozoen-Gesellschaften der unteren Kok-Formation zeigen, im Gegensatz zu jenen der Plöcken-Formation, deutliche Beziehungen zu den Gesellschaften der Warmwasserareale der Paläokontinente Baltica und Avalonia.

Introduction

Early Palaeozoic palynomorphs (acritarchs, chitinozoans and spores) are used in numerous studies worldwide as they are excellent tools for stratigraphical dating as well as for environmental and palaeogeographical interpretation of their depositional settings. A further advantage of these fossil groups is the resistance of their vesicle walls, composed of organic matter, non-degradable to the harsh extraction techniques which are necessary for dissolving the clastic rocks surrounding the fossils. Unfortunately, such techniques tend to destroy the remnants of other stratigraphically useful organisms (MILLER, 1996; MOLYNEUX et al., 1996; PLAYFORD & DETTMANN, 1996; PARIS, 1996; RICHARDSON, 1996; STROTHER, 1996).

The Lower Palaeozoic of Austria is rich in clastic sequences whose age is sometimes insufficiently known. Notwithstanding this lack of data, palynological investigations have been rarely employed for dating purposes here in recent decades. The Austrian pioneers in this field were BACHMANN & SCHMID (1964) who published studies of chitinozoans and acritarchs from thin sections of a Silurian lydite breccia from the Rudniggraben area in the Carnic Alps. More than a decade later, MARTIN (1978) examined several samples from the sequence ranging from the former Uggwa Shales (now termed the Valbertad Formation) to the basal Kok Formation at the Cellon section and found a rich acritarch assemblage in one of the samples from the lowermost Kok Formation of Silurian age.

After the confirmation of the presence of palynomorphs in the Carnic Alps, it seemed worthwhile to evaluate their stratigraphical value for the Carnic sedimentation area within a well dated succession such as the Cellon section which had become famous due to the conodont zonation

established there in the study by WALLISER (1964). Thus 95 samples were collected ranging from the Katian Valbertad Formation up to the lower Lochkovian Rauchkofel Formation and these have been palynologically processed. The results of the taxonomical and stratigraphical studies on acritarchs were already published in PRIEWALDER (1987).

The examination of the chitinozoans from the Cellon section became part of a broader scientific project. The aim was to give an initial overview of the geographical and stratigraphical distribution of acritarchs, chitinozoans and spores within the four Silurian facies zones of the Carnic Alps. According to SCHÖNLAUB (1997), these facies zones comprise the near-shore Wolayer Facies with calcareous shallow-water deposits (palynomorphs not studied due to the unfavourable environment), the Plöcken Facies with mainly calcareous deposition upon a shallow shelf, the Bischofalm Facies with siliciclastic basinal sediments and the transitional Findenig Facies positioned between the latter two settings.

In none of these facies did spores occur. Rich and diverse acritarch assemblages were present solely in the upper Llandovery–lowermost Wenlock sequence of the Cellon section which belongs to the Plöcken Facies. The chitinozoans, however, proved to be the geographically and stratigraphically most widespread palynomorph group: they were more or less continuously present in all studied facies zones. 79 samples from the Findenig and the Bischofalm Facies (sections Oberbuchach 1–3) have been randomly screened, and 60 % of them contain chitinozoans.

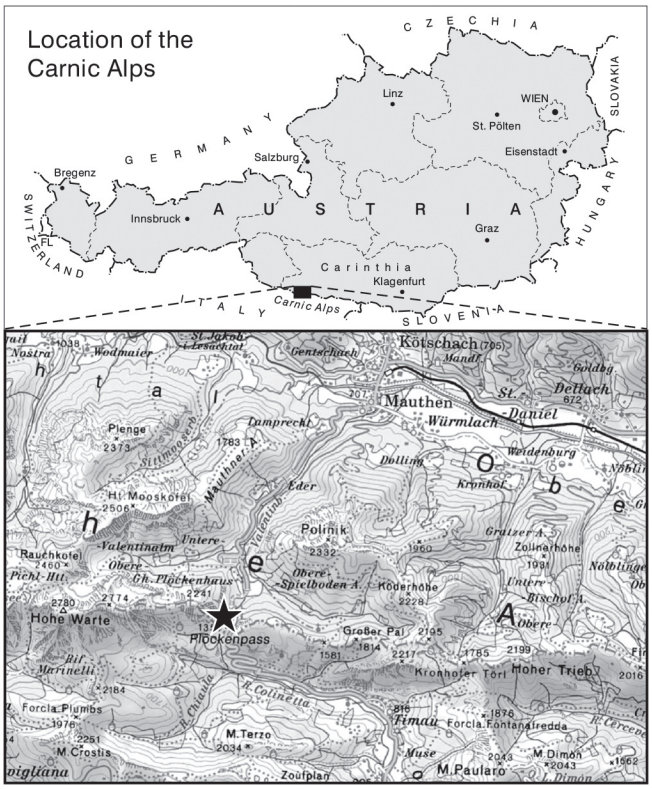
Preliminary results of the studies on the chitinozoans from the whole Cellon section (Katian–lower Lochkovian) were presented in PRIEWALDER (1994, 1997, 2000). The topic of the present study are the chitinozoans from the lower part of the Cellon section. Unfortunately samples from the Valbertad Formation (Katian), Uqua Formation (late Katian–?lowermost Hirnantian) and the upper part of the Kok Formation (Wenlock–lower Ludlow) yielded only poorly preserved or no chitinozoans. Therefore, the main emphasis of this paper is on the rather diverse chitinozoan assemblages from the Plöcken Formation (Hirnantian) and the lower part of the Kok Formation (Telychian) which are discussed herein in detail.

Geological setting

The Carnic Alps

The Carnic Alps are located in the south of Austria and in the north of Italy on both sides of the border (Text-Fig. 1). They extend in a W–E direction over more than 140 km with a width of up to 15 km. They now form part of the Southern Alps and are separated by the Gailtal Fault (part of the Periadriatic Line) from the Eastern Alps to the north. The Carnic Alps formerly belonged to the pre-Variscan basement of the latter (SCHÖNLAUB & HISTON, 2000; CORRADINI et al., 2015b).

Concerning the lithology, the Carnic Alps can be divided into two areas, separated by a prominent fault: a western portion is composed of low-grade metamorphic rocks, while an eastern portion contains an almost complete succession of fossiliferous sediments of Middle Ordovician to Permian age (CORRADINI et al., 2015b).



Text-Fig. 1.
Location map of the Carnic Alps. Black star = position of the Cellon section.

During the Cambrian, the Carnic Alps are postulated to have been part of the northern margin of the African sector of East Gondwana. Based on basic volcanism in parts of the Eastern Alps, rifting started in the Early Ordovician and led to the separation of small microcontinents, the Peri-Gondwana terranes and arcs, comprising the Carnic Alps (Apulia Terrane), Avalonia, Armorico-Iberia, Perunica and many others. Some of these terranes drifted northward with different rates and, starting in Devonian times, collided and accreted with Laurentia and Baltica during the course of the Variscan Orogeny (see in SCHÖNLAUB & HISTON, 2000; BRETT et al., 2009).

Based on faunal, sedimentological and palaeomagnetic data, the palaeogeographic position of the Carnic Alps in the Late Ordovician is approximately at 50° S, in the Silurian at 35° S and in the Devonian at 30° S. By the Lower Carboniferous the Apulia microterrane had arrived at the humid equatorial belt. With a continued northward drift, semiarid and arid conditions arose during the Guadalupian (Middle Permian) (SCHÖNLAUB & HISTON, 2000).

The pre-Variscan successions in the Carnic Alps (Middle Ordovician–lower Upper Carboniferous) accumulated at the southern border of the Rheic Ocean and were affected by the Variscan Orogeny during the late Bashkirian and the Moscovian when the Rheic Ocean closed in the course of the collision of Gondwana and Laurussia. These successions are unconformably overlain by strata of Upper Carboniferous to Lower Permian (Cisuralian) age, and are then succeeded by the “Alpine” sequence of which the basal part (Middle Permian–Middle Triassic) is preserved in the Carnic Alps (CORRADINI et al., 2015c).

General lithostratigraphy

Up until the Katian, as much as 100 m of clastic sediments were deposited in the marine environments of the Carnic Alps. In the late Katian–?earliest Hirnantian, these are followed by near-shore massive pelmatozoan limestone, quartz arenite and greywacke, and coeval off-shore shale and bedded wackestone from slightly deeper water. In the Hirnantian, local non-deposition and/or erosion took place due to a widespread global marine low-stand, and diamictites within the coarse-grained impure limestone and calcareous pyritiferous sandstone point to the influence of the Gondwana glaciation (Brett et al., 2009; Corradini et al., 2015c; Schönlaub & Ferretti, 2015). According to Schönlaub (1988), in the Late Ordovician the Carnic Alps were affected by vertical block movements leading during the Silurian to different thicknesses in adjacent sections and to a great diversity of depositional environments.

The Silurian transgression in the Carnic Alps is first recognised at localities representative of the deep-water facies close to the base of the Llandovery, whereas in many shelf facies areas significant gaps occur between Ordovician and Silurian deposits. In extreme cases, Pridolian rocks may rest upon Late Ordovician strata (Schönlaub & Histon, 2000; Brett et al., 2009; Corradini et al., 2014).

The Silurian of the Carnic Alps is characterised by four lithofacies which depict different depth of deposition and hydrodynamic conditions. These range from the shoreline to the basin in a SW–NE direction: (1) the high energy Wolayer Facies with shallow marine limestone; (2) the shallow to moderately deep shelf Plöcken Facies with mainly "Orthoceras limestone", as represented at the Cellon section; (3) the Findenig Facies reflecting the slope setting with alternating limestone, marl and black graptolitic shale; (4) the low-energy basinal Bischofalm Facies with euxinic deep-water sediments (black graptolitic shale alternating with chert and clayey "alum" slate) (Brett et al., 2009; Corradini et al., 2014; Hubmann et al., 2014).

In the Devonian, the depositional area of the Carnic Alps was even more differentiated with a shallow-water facies in the Southwest (intertidal, back reef, reef and reef debris limestones) flanked to the Northeast by a slope facies, a pelagic limestone facies, a distal pelagic siliciclastic facies and a northern shallow-water facies (Hubmann et al., 2014). In the Late Devonian the basin collapsed and caused the drowning of the reefs while in the latest Devonian a uniform pelagic environment was established which lasted until the Early Carboniferous. Subsequently from the late Early Carboniferous onwards, up to 1,000 m of arenaceous pelitic turbidites were deposited, and are interpreted as being a Variscan flysch sequence. The Variscan Orogeny in the late Bashkirian–Middle or Late Moscovian (early Late Carboniferous) brought the pre-Variscan sedimentation in the Carnic Alps to an end (Schönlaub & Histon, 2000; Corradini et al., 2015c).

The post-Variscan transgression started in the Carnic Alps in the late Late Carboniferous with the deposition of 600–800 m shallow-marine molasse-type sediments which rest with a distinct angular unconformity upon strongly deformed pre-Variscan units of different ages. They are succeeded by more than 1,000 m of Cisuralian (Lower Permian) carbonates and clastics deposited on a differently subsiding inner and outer shelf. This whole sequence was influenced by transgressive-regressive cycles which may be induced by the glaciations on the Southern Hemisphere. At the base of the Guadalupian (Middle Permian) there is a facies change to transgressive marine clastics which marks the beginning of the so-called "Alpine" sequence in the Carnic Alps with evaporite, dolomitic rock and finally ostracode and radiolarian wackestone (Schönlaub, 1992; Schönlaub & Histon, 2000). On top of this succession, South-alpine marine sediments of Triassic age accumulated (Bauer, 1980).

The Palaeozoic and Triassic strata of the Carnic Alps have been affected by the Variscan, as well as by the Alpine Orogeny. During the Variscan Orogeny in the early Late Carboniferous, the pre-Variscan depositional area became strongly compressed which resulted in a thrust sheet complex of isoclinally folded anchi- to epimetamorphic rocks and in shortening of the area of 75–80 % of the original width. The Variscan deformation produced nine north-verging nappes and was stronger than the tectonic forces during the Alpine Orogeny, as the post-Variscan cover is less intensely folded. The epizonal metamorphism during the Variscan Orogeny was also slightly higher than the mainly anchizonal Alpine overprint on the Upper Carboniferous to Triassic rocks. The Alpine tectonics, however, generated a complex deformation pattern in the Southern Alps, including the Carnic Alps (Schönlaub & Histon, 2000).

During the last decade, the pre-Variscan lithostratigraphic units of the Austrian and Italian parts of the Carnic Alps, of which the majority had previously been inadequately defined and documented, have been subjected to a re-evaluation und a formalisation according to the rules of the International Commission on Stratigraphy by an Italian-Austrian working group (Corradini & Suttner, 2015). This effort resulted in a variety of measures, amongst others in the reduction of the number of units and in several cases also in the substitution of unit names.

In the Cellon section succession, three lithostratigraphic units were affected by these adjustments: the former Uggwa Shale of Katian age was renamed the Valbertad Formation; the name of the succeeding former Uggwa Limestone (late Katian) was changed to the Uqua Formation; and finally, the former *Megaerella* Limestone (Pridoli–lowermost Lochkovian) was abandoned and incorporated within the Alticola Formation (Ludfordian–lowermost Lochkovian), however, elsewhere in the Carnic Alps the uppermost Pridolian portion became part of the newly established Seekopf Formation (Corradini et al., 2015c: 10).

The Cellon section

The Cellon section is located in the Carnic Alps in southwestern Carinthia, SSW of Kötschach-Mauthen, close to the Austrian/Italian border, in the more southern of the two avalanche gorges on the eastern flanks of Mount Cellon (Frischenkofel) (Text-Fig. 1). The altitude of the section ranges from 1,480–1,560 m, the coordinates are 46°36'32"N, 12°56'31"E.

The classical Cellon section comprises an almost complete Upper Ordovician to Lower Devonian succession. The strata in the steep avalanche gorge, moreover, con-

tinue upwards until the lower Carboniferous. The section is the stratotype for the Silurian of the Eastern and Southern Alps as well as for the Plöcken Facies, and it is a global reference section for the Silurian (SCHÖNLAUB & HISTON, 2000; CORRADINI et al., 2014, 2015b).

Tectonically, the section belongs to the Cellon Nappe, one of nine nappes in the Carnic Alps, generated during the course of the Variscan orogeny.

The depositional environment of the Cellon succession was a relatively shallow to moderately deep marine shelf. Starting with siliciclastic sediments in the Katian (Valbertad Formation) and succeeded by limestones and siltstones in the late Katian–?earliest Hirnantian (Uqua Formation), the Ordovician sedimentation ended in the Hirnantian with the deposition of the glacially influenced impure limestones and calcareous sandstones of the Plöcken Formation. The succeeding Silurian to lowermost Devonian rocks were deposited in the so-called "Plöcken Facies". Compared to coeval and more basinal sections, the overall thickness of this transgressive sequence is considerably reduced with several gaps in sedimentation of varying lengths which suggests eustatic sea level changes. The oldest Silurian strata are of Telychian age and rest unconformably with a significant gap upon the Hirnantian Plöcken Formation. The transgression took place from the upper Llandovery (Telychian) to the Ludlow (Ludfordian) in a steadily subsiding basin, where the Kok Formation (nautiloid-bearing limestone, in the lower part alternating with shale) and the Cardiola Formation (alternating black cephalopod limestone, marl and shale) were deposited. In the upper Ludlow and Pridoli, however, more stable conditions were established leading to the deposition of the uniform carbonate succession of the Alticola Formation. The latter is succeeded by the dark platy offshore limestone of the Lochkovian Rauchkofel Formation (SCHÖNLAUB & HISTON, 2000; BRETT et al., 2009; ŠTORCH & SCHÖNLAUB, 2012; CORRADINI et al., 2014; CORRADINI et al., 2015a, b).

The well-known Cellon section has been studied for more than a century. GEYER (1903) was the first to give a lithological description of the succession and GAERTNER (1931) published the results of his detailed lithological and palaeontological studies. Since then, the section has been the subject of numerous investigations.

One of the most important investigations was the bed-by-bed sampling of the Upper Ordovician to basal Devonian succession and the subsequent description of the conodont fauna by Otto H. Walliser, which resulted in the publication of the first conodont zonation of the Silurian Period (WALLISER, 1964). Decades later, FERRETTI & SCHÖNLAUB (2001) restudied the conodonts of the Upper Ordovician part of the sequence, while CORRADINI et al. (2014) revised the Silurian conodont stratigraphy of the section.

Since it was stratigraphically well dated by conodonts, the Cellon section became an important site of investigation for many fossil groups and topics: acritarchs (MARTIN, 1978; PRIEWALDER, 1987); bacteria and nannobacteria-like particles (PRIEWALDER, 2013a, b); bivalves (KŘÍŽ, 1974, 1979, 1999); brachiopods (PLODOWSKI, 1971, 1973; JAEGER et al., 1975; COCKS, 1979); chitinozoans (PRIEWALDER, 1994, 1997, 2000); corals (PICKETT, 2007); foraminifers (LANGER, 1969; KRISTAN-TOLLMANN, 1971); graptolites (JAEGER, 1975; JAEGER et al., 1975; ŠTORCH & SCHÖNLAUB, 2012); nautiloids (RISTEDT, 1969; HISTON, 1999, 2002; HISTON & SCHÖNLAUB, 1999); ostracods (SCHALLREUTER, 1990); trilobites (HAAS, 1969; SANTEL, 2001).

K-bentonites were studied by HISTON et al. (2007), carbon isotopes by WENZEL (1997) and JEPPSON et al. (2012).

Results of detailed lithological analyses of the Cellon Section were published by FLÜGEL (1965); SCHÖNLAUB (1985); DULLO (1992); KREUTZER (1992); HISTON (1997a, 2012); KREUTZER & SCHÖNLAUB (1997); SCHÖNLAUB et al. (1997); HISTON & SCHÖNLAUB (1999); HISTON et al. (1999); SCHÖNLAUB et al. (2004); BRETT et al. (2009); CORRADINI et al. (2015b). BRETT et al. (2009) used the Cellon section to establish a sequence stratigraphy of the Silurian of the area.

The majority of the above listed studies are concerned with the Silurian to lowermost Devonian succession, whereas the Upper Ordovician strata of the Cellon section, particularly those influenced by the Hirnantian glaciation have been investigated by SCHÖNLAUB (1971, 1988), SCHÖNLAUB & SHEEHAN (2003, 2004) and HAMMARLUND et al. (2012). Similarly, in the late Katian–Hirnantian part of the section, an interdisciplinary team of geoscientists carried out studies on lithostratigraphy, K-bentonites, radiometry, carbon isotope chemistry, iron and sulphur chemistry, as well as on graptolites, conodonts, brachiopods, acritarchs and chitinozoans focusing on bringing together different lines of evidence for the Late Ordovician glaciation event in the Carnic Alps (SCHÖNLAUB et al., 2011).

For more details concerning the previous studies on the Cellon section see CORRADINI et al. (2014: 3–4).

The Cellon section comprises seven formations, which are from bottom to top: the Valbertad Formation (Katian), the Uqua Formation (late Katian–?basal Hirnantian), the Plöcken Formation (Hirnantian), the Kok Formation (Telychian–Ludfordian), the Cardiola Formation (Ludfordian), the Alticola Formation (Ludfordian–lowermost Lockovian) and the Rauchkofel Formation (Lochkovian).

In the next chapter, only two formations are described lithostratigraphically more in detail, the Plöcken and the Kok formations, because they are the only two containing stratigraphically significant chitinozoans. The Valbertad Formation and the Uqua Formation will only be briefly discussed, since they were devoid of identifiable chitinozoans.

The Valbertad Formation

The Valbertad Formation (the former Uggwa Shale), being at least 100 m in thickness, forms the base of the Cellon section. It is made up of greenish to greyish claystone to siltstone, deposited in a moderately deep-marine environment. It grades conformably into the overlying Uqua Formation (SCHÖNLAUB et al., 2011; SCHÖNLAUB & SIMONETTO, 2015).

The fossil content of the Valbertad Formation comprises acritarchs (unidentifiable), brachiopods, bryozoans, cephalopods (nautiloids), cystoids, gastropods, hyoliths, tentaculites, trilobites (SCHÖNLAUB & SIMONETTO, 2015).

The chronostratigraphic age is Katian, based on the *Foliomena* brachiopod fauna (SCHÖNLAUB & SIMONETTO, 2015). No identifiable chitinozoans are present in this sequence.

For more information concerning the Valbertad Formation in the Carnic Alps refer to SUTTNER et al. (2014a); CORRADINI et al. (2015b); SCHÖNLAUB & SIMONETTO (2015).

The Uqua Formation

At the base of the formation (the former Uggwa Limestone) (Text-Fig. 2) 4.11 m of greyish bedded wackestone (*Beds 1–4*; numbering after WALLISER, 1964) occurs. It is overlain by 20 cm of greenish siltstone, followed by 25 cm of more compact argillaceous limestone to marlstone and 40 cm of unfossiliferous greenish siltstone at the top. The overall thickness of the Uqua Formation in the Cellon section, which is the stratotype of this formation, is 4.96 m (SCHÖNLAUB et al., 2011).

The contact with the overlying Plöcken Formation, which has greyish siltstone at the base and thus marks a distinct change in colour, is disconformable.

The depositional environment of the Uqua Formation was the deeper water area where allochthonous material from shallow water high-energy limestone strata (Wolayer Formation) accumulated. Geochemical investigations indicate deposition within an oxic water column (SCHÖNLAUB & FERRETTI, 2015).

According to SCHÖNLAUB & SHEEHAN (2004), the upper greenish siltstone which follows the intercalated limestone to marlstone bed may reflect the regressive trend in the lower and middle Hirnantian. Due to the glaciation on the southern hemisphere, an area of about 30 million km^2 was covered by ice and the sea-level dropped about 100 m (SCHÖNLAUB & SHEEHAN, 2004). The latter change in sea-level considerably affected the depositional environment around the Cellon section. The greenish pelitic sediments may thus represent glacio-marine deposits in a distal position to the glaciation in northern Gondwana.

The fossil content of the Uqua Formation comprises acritarchs (unidentifiable), brachiopods, conodonts, cephalopods, crinoids, foraminifers, gastropods, ostracods, sponge spiculae, and trilobites (SCHÖNLAUB & FERRETTI, 2015).

At present the chronostratigraphic age of the Uqua Formation is considered as being Late Katian (Ka3–4 Stage slices sensu BERGSTRÖM et al., 2009) to (?)basal Hirnantian.

The sequence was correlated to the *Amorphognathus ordovicicus* conodont biozone by FERRETTI & SCHÖNLAUB (2001) (SCHÖNLAUB & FERRETTI, 2015).

The presence of the index-graptolite of the lower Hirnantian, *Normalograptus extraordinarius* (SOBOLEVSKAYA, 1974), which is correlated with the glacial period, has as yet not been proved in the Carnic Alps. There are two levels in the Cellon section which might represent the *N. extraordinarius* graptolite biozone: these are either the unfossiliferous greenish siltstone at the top of the Uqua Formation and/or the unconformity separating the Uqua Formation and the Plöcken Formation (SCHÖNLAUB et al., 2011: 524).

No identifiable chitinozoans are found in this sequence.

For more information concerning the Uqua Formation in the Carnic Alps refer to SUTTNER et al. (2014b); SCHÖNLAUB & FERRETTI (2015); CORRADINI et al. (2015b).

The Plöcken Formation

At the base of this transgressive unit (Text-Fig. 2), a shaly sequence is developed with a thickness of 0.77 m (*Bed 5* – numbering after WALLISER, 1964) and a distinctive colour change occurs compared to the greenish siltstone below. This basal bed comprises a greyish siltstone with intercalations of impure greyish to blackish bioclastic limestone lenses. In *Bed 5* – about 25 cm above the base of the formation – the index-graptolite of the uppermost Ordovician graptolite biozone, *Metabolograptus persculptus* (ELLES & WOOD, 1907) is recorded (SCHÖNLAUB et al., 2011; ŠTORCH & SCHÖNLAUB, 2012). The *M. persculptus* graptolite biozone is correlated to the period of the melting of the Gondwana ice sheet and indicates the upper part of the Hirnantian Stage (for notes on the lower Hirnantian *N. extraordinarius* graptolite biozone in the Cellon section refer to the preceding chapter "The Uqua Formation"). In the same bed as well as slightly higher at the base of *Bed 6*, the presence of the *Hirnantia* brachiopod fauna, typical of the Kosov Brachiopod Province, is documented. In addition the trilobite *Mucronaspis mucronata* (BRONGNIART, 1822) is also recorded in *Bed 6*.

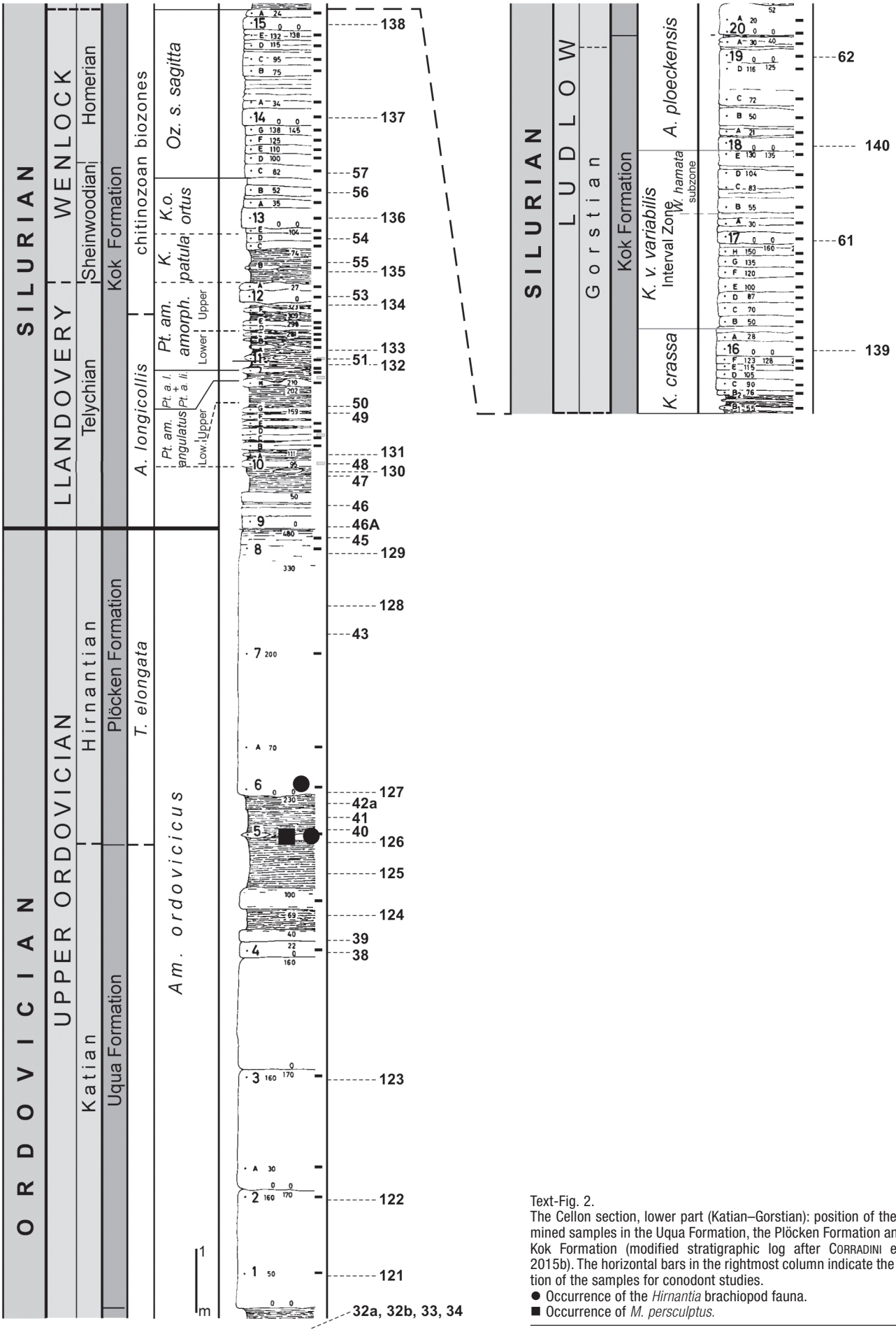
The shaly sequence is overlain by 5.4 m of a more massive impure pyritiferous limestone and calcareous sandstone with layers of bio- and lithoclasts (*Beds 6–8*). At the top of the formation thin layers of greenish silty shale occur (SCHÖNLAUB et al., 2011). Throughout the whole sequence bioturbation, channelling, convolute bedding, erosion and local non-deposition are evident (SCHÖNLAUB, 1988).

At other locations in the Carnic Alps (e.g., Rauchkofel South Section, Nölblinggraben Section) diamictites are present within the Plöcken Formation which demonstrate the influx of icebergs and cold water to the Carnic depositional area during the course of the melting of the Gondwana ice-cap (SCHÖNLAUB, 1988; SCHÖNLAUB et al., 2011). Diamictites are widely distributed in the North Gondwana realm where they all occur within the *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone of late Hirnantian age (OULEBSIR & PARIS, 1995; PARIS et al., 2000a). These deposits themselves, however, are missing at the Cellon section.

The lithology of the Plöcken Formation in the Cellon section indicates a storm-dominated shallow water environment formed during the melting of the N-Gondwana ice-cap within the time range of the *M. persculptus* graptolite biozone which resulted in a global sea-level rise and transgression (SCHÖNLAUB & SHEEHAN, 2004).

In the Cellon section, the contact of the Plöcken Formation with the overlying Silurian Kok Formation is disconformable and characterised by a major sedimentological gap, which lasts until the upper Llandovery.

Recently a series of studies provided new data for the Upper Ordovician sequences in the Cellon section: at the unconformity between the underlying Uqua Formation and the covering Plöcken Formation, the stable isotopic values of carbon show a prominent excursion of +2.8 ‰, while the remaining samples in both formations display constantly low values (SCHÖNLAUB et al., 2011). Furthermore, geochemical investigations suggest that the Plöcken Formation was deposited within a reducing water column, at first under ferruginous conditions which later became richer in sulphide but not euxinic (SCHÖNLAUB et al., 2011: 522;



Text-Fig. 2.
The Cellon section, lower part (Katian–Gorstian): position of the examined samples in the Uqua Formation, the Plöcken Formation and the Kok Formation (modified stratigraphic log after CORRADINI et al., 2015b). The horizontal bars in the rightmost column indicate the position of the samples for conodont studies.
● Occurrence of the *Hirnantia* brachiopod fauna.
■ Occurrence of *M. persculptus.*

HAMMARLUND et al., 2012: 136). HISTON et al. (2007) and SCHÖNLAUB et al. (2011) reported four thin K-bentonite horizons within the Plöcken Formation with a thickness of a few millimetres to 3 cm at most. The one in the lower part of the formation (in the base of *Bed 6*) is located within the Hirnantia Fauna interval, the remaining three horizons were identified within *Bed 8* in the upper part of the sequence. These were probably derived from neighbouring peri-Gondwana terranes, which were separated from the Carnic Alps by an oceanic realm or an open sea of unknown width (HISTON et al., 2007).

The fossil content of the Plöcken Formation comprises acritarchs (unidentifiable), bivalves, brachiopods, cephalopods, chitinozoans, conodonts, echinoderms, foraminifers, gastropods, graptolites, ostracods, sponge spiculae, and trilobites (SCHÖNLAUB & FERRETTI, 2015).

The chronostratigraphic age of the Plöcken Formation is upper Hirnantian, due to the identification of the *Metabolograptus persculptus* graptolite biozone, the *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone and the *Amorphognathus ordovicicus* conodont biozone.

The *Conodont Fauna 2* within the Plöcken Formation of the Cellon section (FERRETTI & SCHÖNLAUB, 2001) is the first confirmed presence of conodonts in the Hirnantian of the North Gondwana realm.

Chitinozoans occur from the base to the top of the Plöcken Formation, but stratigraphically important taxa are only present in the upper part of the succession.

For more information concerning the Plöcken Formation in the Carnic Alps it is referred to SCHÖNLAUB et al. (2011); SUTTNER et al. (2014c); CORRADINI et al. (2015b); SCHÖNLAUB & FERRETTI (2015).

The Kok Formation

The Kok Formation (Text-Fig. 2) consists of a transgressive carbonate succession and it unconformably succeeds the Hirnantian Plöcken Formation with a long-lasting hiatus (Rhuddanian–lower Telychian) in between. The Silurian sedimentation started in the late Llandovery (Telychian) and continued until the middle Ludlow (Ludfordian) within a constantly subsiding basin. The contact with the succeeding Ludfordian Cardiola Formation is sharp and conformable. The whole sequence measures 13.5 m, is strongly condensed and shows several gaps in sedimentation (KLEFFNER & BARRICK, 2010). According to CORRADINI et al. (2014) the lower Sheinwoodian and the upper Homerian are missing.

The Kok Formation comprises *Beds 9–19*, numbering after WALLISER (1964). In the lower part of the sequence the "Lower shales and ferruginous limestone member" (BRETT et al., 2009; *Beds 9–11B*) consist of c. 3 m of alternating dark-grey to black shale and thin brownish and dark grey ferruginous limestone. In the upper part of the formation *Beds 11C–19* are referred to as the "Kok Limestones (lower, middle, upper)" by BRETT et al. (2009) and are mainly made up of brown-red ferruginous nautiloid wackestone and packstone deposited at low sedimentation rates and with numerous stylolitic and discontinuity surfaces, hardgrounds and evidences of reworking. A common feature is the presence of small scale depositional cycles which point to frequent changes in the hydrodynamic energy ranging from quiet sedimentation to storm related events (HISTON, 2012). The upper part of this succession (*Beds 13–19*) is characterised by thicker and more massive layers, a reddish colour of the rocks, intensive bioturbation and stromatolitic structures and microbial mats. Dark grey to black shaly layers are intercalated within the overall limestone sequence of the formation at the base of the Wenlock (overlying *Bed 12A*) and at the transition from the Wenlock to the Ludlow (overlying *Bed 15A*). For detailed lithologic descriptions of the Kok Formation in the Cellon Section see HISTON (1997a); HISTON & SCHÖNLAUB (1999); BRETT et al. (2009).

The Kok Formation was deposited in a shallow to moderately deep, steadily subsiding marine shelf environment. It accumulated below the normal wave base within the carbonate dominated Plöcken Facies where the sea bottom periodically was ventilated by surface currents. This overall transgressive Llandovery to Ludlow succession is characterised by intervals of reduced deposition and non-sedimentation, in particular during the Wenlock and Ludlow which is suggestive of sea level changes (SCHÖNLAUB & HISTON, 1999). BRETT et al. (2009) and HISTON (2012) documented several sea-level lowstands in the Cellon section during the deposition of the Kok Limestones and two pronounced deepening events concluded from the dark grey to black shale intercalations at the beginning of the Wenlock and the Wenlock–Ludlow transition. Moreover, they identified four sequence boundaries in the upper Llandovery to basal Ludlow interval. Taphonomic studies on the nautiloid fauna revealed frequent changes in the hydrodynamic regime and the oxygen content of the sediment (HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; HISTON et al., 1999; HISTON, 2012).

As in the underlying Plöcken Formation, HISTON et al. (2007) identified various K-bentonite horizons in the Kok Formation: two in the Telychian *Pterospathodus celloni* conodont superzone and three in the Sheinwoodian *Cyrtograptus rigidus* graptolite biozone.

The Kok Formation is rich in fossils: acritarchs, bacteria, bivalves, brachiopods, cephalopods, chitinozoans, conodonts, conularids, corals, crinoids, foraminifers, gastropods, graptolites, machaeridians, ostracods, trace fossils and trilobites occur in varying frequencies at numerous stratigraphic levels (SCHÖNLAUB et al., 1997; FERRETTI et al., 2015).

The chronostratigraphic age of the Kok Formation in the Cellon section is Llandovery (Telychian) to Ludlow (Ludfordian). The Ordovician/Silurian boundary is located between *Bed 8* (Plöcken Formation, Hirnantian) and *Bed 9* with a large hiatus documented in between since the Silurian sedimentation started in the Telychian. According to the present study, this basal Silurian sequence can now be correlated with the global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone and thus with the lower part of the *P. a. angulatus* conodont biozone and the *O. spiralis* graptolite biozone, respectively. The boundary between the Telychian and the Sheinwoodian (Llandovery/Wenlock boundary) has been identified within the short black shale interval between *Beds 12A–12B* as *Bed 12B* yielded conodonts of the *Kockella patula* biozone, and JAEGER (1975) identified the graptolite *M. rigidus* in the shales above *Bed 12B*. This indicates that most of the Sheinwoodian and thus several conodont zones are missing. The position of the Sheinwoodian/

Homerian boundary is not precisely known, it might be located around *Bed 13E* in the lowermost part of the *Ozarkodina sagitta sagitta* biozone. The definition of the Homerian/Gorstian boundary (Wenlock/Ludlow boundary) is also tentative because only the lower part of the Homerian is present. However, since *Kockelella crassa* occurs in *Bed 15B1*, the boundary may be located within the black shales immediately below. The boundary between the Gorstian and the Ludfordian is determined only approximatively within the *Ancoradella ploeckensis* conodont biozone (CORRADINI et al., 2015b).

The global Silurian conodont zonation of WALLISER (1964) was mainly based on data from the Cellon section. CORRADINI et al. (2014) revised the conodont communities of the whole sequence from the upper Llandovery to the end of the Pridoli according to the most recent zonation schemes. In the Kok Formation, nine conodont zones are distinguished, however, in the Sheinwoodian and Homerian several zones are missing. The first conodonts occur in *Bed 10*, thus the Kok Formation in the Cellon section comprises the following conodont zones (CORRADINI et al., 2014: Figs. 4, 5):

- [*Pterospathodus celloni* superzone [MÄNNIK, 2007] (*Beds 10–10J*; Telychian)].
- *Pterospathodus amorphognathoides angulatus* biozone [MÄNNIK, 2007] (*Beds 10–10H*; Telychian).
- *Pterospathodus amorphognathoides lennarti* and *Pterospatodus amorphognathoides lithuanicus* biozones [MÄNNIK, 2007] (*Bed 10J*; Telychian).
- *Pterospatodus amorphognathoides amorphognathoides* biozone [WALLISER, 1964] (*Beds 11–12A*; Telychian).
- *Kockella patula* biozone [WALLISER, 1964] (*Beds 12B–12D*; late Sheinwoodian).
- *Kockelella ortus ortus* biozone [JEPPSON, 1997] (*Beds 12E–13B*; late Sheinwoodian).
- *Ozarkodina sagitta sagitta* biozone [ALDRIDGE & SCHÖNLAUB, 1989] (*Beds 13C–15A*; late Sheinwoodian–early Homerian).
- *Kockelella crassa* biozone [WALLISER, 1964] (*Beds 15B1–16A*; early Gorstian).
- *Kockelella variabilis variabilis* Interval biozone [CRAMER et al., 2011] (*Beds 16B–17E*; Gorstian).
- *Ancoradella ploeckensis* biozone [WALLISER, 1964] (*Beds 18–20*; late Gorstian–early Ludfordian).

Graptolites are rare in the Kok Formation. JAEGER (1975) obtained a *Monograptus priodon* community from *Bed 11C* as well as graptolites diagnostic of the *Cyrtograptus rigidus* biozone from the black shales immediately below *Bed 12C*.

The chitinozoans occur from the very base of the Kok Formation (*Bed 9*) up to the lower part of *Bed 11* in varying frequency and diversity. The succeeding interval up to *Bed 19* reveals only badly preserved chitinozoans or they are entirely missing. The interval from *Bed 9 to Bed 11* is assigned to the global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone.

For more information concerning the Kok Formation in the Carnic Alps refer to HISTON (1997a, b; 2012); KREUTZER & SCHÖNLAUB (1997); HISTON et al. (1999); HISTON & SCHÖNLAUB (1999); BRETT et al. (2009); FERRETTI et al. (2012, 2015); CORRADINI et al. (2015b).

Material and methods

The collecting of the samples was carried out at intervals as small as possible within the shaly sequences, while in the calcareous parts the distances were further apart (Text-Fig. 2). Several pieces of the rocks were taken along the lateral extent of a layer in order to increase the probability of obtaining the required fossils.

A total of 45 samples ranging from the Valbertad Formation to the top of the Kok Formation (weight: 70 or 100 g; rarely 130–200 g) were palynologically processed by the extraction method of LAUFELD (1974: 4), using the HCl – HF – HCl – HNO_3 treatment. Then the residue was gently rinsed with tapwater through a 50 µm nylon sieve. The chitinozoans were then picked under a binocular microscope and mounted on cover slides for SEM-investigations which subsequently were converted to permanent slides according to the procedure of PARIS (1978: Fig. 55).

Introduction to the chitinozoan research

Chitinozoans are an extinct group of exclusively marine microfossils whose actual affinity is still under debate. Their vesicles are composed of organic material resistant to the action of strong mineral acids except that of nitric acid. EISENACK (1930, 1931) detected and first described them, and as he assumed that chitin was the main component of the vesicle walls, he named them Chitinozoa.

The chitinozoan tests are hollow and rod-, club-, bottle-, urn-shaped or globular/lenticular in form with one open and one closed pole. The former was originally sealed by a simple operculum or a complex plug which was lost at the end of their ontogeny. Surfaces are smooth or covered with ornamentation of great variety. Length can vary between c. 50 and 2,000 µm, however, they usually measure on average a few hundred µm. In most instances the chitinozoans occur as single individuals, sometimes they are seen as chains of a few to numerous vesicles and very rarely clusters of tests are also found that are held together by an organic material or a cocoon-like structure. Chitinozoans first appeared in the lowermost Ordovician and after rapid evolution and dispersion throughout the ancient oceans they had disappeared again from the fossil record by the end of the Devonian (MILLER, 1996).

Neither the affinity of the chitinozoans, nor the composition of their vesicle walls has as yet been resolved completely. Over the years since their discovery, they have been assigned to various groups of organisms, such as the protozoans, metazoans, protists and fungi. The main criterion for these classifications was – beside the morphology of the vesicles – their assumed chemical composition of chitin or "pseudochitin". VOSS-FOUCART & JEUNIAUX (1972) carried out chemical analyses of chitinozoan vesicles but did not find any chitin. The investigations of JACOB et al. (2007) and DUTTA et al. (2007) provided the same results (no chitin), however, they found that they were composed mainly of highly aromatic macromolecules (SERVAIS et al., 2013).

Today the majority of chitinozoan researchers believe that the chitinozoans were reproductive stages (eggs or egg

capsules) of marine metazoans. The first to put forward this "egg theory" was KOZLOWSKI (1963). Subsequently, when knowledge of this fossil group grew the theory was supported by various authors (e.g. LAUFELD, 1974; PARIS, 1981; GRAHN, 1981; JAGLIN & PARIS, 1992; GABBOTT et al., 1998; PARIS & NÕLVAK, 1999). They supposed that the parent organisms of the chitinozoans presumably were worm-like soft-bodied invertebrates with a length of a few millimetres living a planktonic or nektonic mode of life in the uppermost layers of the oceans, which had been concluded from the common occurrence of chitinozoans within euxinic black shale deposits. Furthermore, they assumed that the main food source of the chitinozoan producing animals may have been phytoplankton, the basic element of the food chain within the seas (GRAHN & PARIS, 2011; PARIS & NÕLVAK, 1999; SERVAIS et al., 2013).

However, LIANG et al. (2020) questioned this "egg theory". In their studies they analysed the inner ultrastructure of rare exceptional Ordovician chitinozoan specimens, previously interpreted as teratological tests and all belonging to the chitinozoan order Prosomatifera (vesicles showing a neck and a prosom). The application of advanced imaging techniques (near-infrared microscopy, focused ion beam scanning electron microscopy, field emission scanning electron microscope and X-ray computed micro-tomography) revealed a „test-in-test" morphology (a complete vesicle has one or several less-complete tests at the base) and structural details which were interpreted as new asexual reproductive stages producing either one or several offsprings at a time. These structures, however, were not found among the Operculatifera (chitinozoans with an operculum and without a neck) whose vesicles are frequently arranged in long chains and occasionally in cocoon-like structures. According to this new hypothesis, the chitinozoans were individual single celled microorganisms and belong to a new isolated group of protists.

The first classification of the chitinozoans was created by its discoverer EISENACK (1931). It followed the International Rules of Zoological Nomenclature and even though now slightly modified, it is still in use. PARIS (1981) adopted the division into order, family, genus and species, as proposed by EISENACK (1931, 1972) and TAUGOURDEAU (1966). He emended their scope and introduced the new category "subfamily". This concept became a standard in chitinozoan research. As the biological affinities of the chitinozoans remain unknown, the classification is merely artificial and is based upon a "logical hierarchy of morphologic features" which, nonetheless, has proved feasible and has since been applied effectively in taxonomic work for decades. It is a parataxonomy with (morpho-)genera and (morpho-)species (SERVAIS et al., 2013).

The chitinozoans have been part of the biosphere for about 130 Ma. The first representatives of this fossil group were simple, large, smooth individuals, appearing in the early Tremadocian (early Ordovician) of Morocco. In the late Tremadocian, they were already present on every palaeocontinent. They evolved rapidly and by Middle Ordovician time more than 50 % of the morphological innovations of the group had been developed. During the melting of the Gondwana ice-cap during the late Hirnantian (late Ordovician), almost all of the Ordovician genera and species became extinct, only a few genera made it across the Ordovician/Silurian boundary. The first Silurian related taxa appeared already in the late Ordovician, shortly before the extinction of the Ordovician species. However, they experienced their full development only from the basal Rhuddanian (early Llandovery) onward. In the Silurian, the group recovered rapidly and had an even more widespread distribution than in the early Ordovician. The gradual decline of the chitinozoans started already in the early Devonian and by the end of the Devonian they had completely disappeared from the fossil record. The last chitinozoan communities were monospecific and have been reported from the late Famennian of Brasil and Algeria, respectively (PARIS & NÕLVAK, 1999; GRAHN & PARIS, 2011).

Today, chitinozoans have a global distribution and are known from Lower Palaeozoic strata of all present-day continents. The habitat of the chitinozoans was controlled by the temperature and chemistry of the oceanic surface waters, by food supply, sea currents, etc. Their wide distribution, however, was most probably caused by drifting of the tests within ancient currents and does not necessarily reflect their original living space. Thus, chitinozoan communities may have identical compositions across a distance of thousands of kilometres as is the case in the Ordovician deposits of North Gondwana. However, the palaeogeographical distribution of individual chitinozoan taxa may vary, some are distributed across different climatic belts, while others are ecologically or biogeographically restricted (MILLER, 1996; PARIS, 1996; ACHAB & PARIS, 2007; VANDENBROUCKE et al., 2014).

Chitinozoans occur exclusively within marine deposits. As a group, they are independent of lithology and are found in sediments of both nearshore environments, as well as in off-shelf deposits (mudstones, black shales, siltstones, wackestones, micritic or terrigenous limestones, cherts, ironstones, phosphatic rocks) from which they are extracted by the palynological preparation technique. Unfavourable rocks as to the deposition and/or preservation of chitinozoans are sediments from high-energy environments (well-sorted sandstones, bioclastic limestones) and from oxygenated environments (reefs, red nearshore sediments), as well as weathered and middle- to high grade metamorphic rocks. On the other hand, the taxonomic composition of some chitinozoan communities seems to be influenced by environmental factors (see in PARIS, 1992, 1996; NESTOR, 1994, 1998).

EISENACK (1930, 1931, 1932, 1934, 1937) was the first to study chitinozoans and to publish their descriptions with photographs, recorded with a transmitted light microscope. He extracted them from erratic boulders originating from Ordovician and Silurian bedrocks in Scandinavia, which had been carried to the beach of the former East Prussia by glaciers during the last ice ages. After these first references to the newly discovered fossil group, for a long time only sporadic papers dealing with chitinozoans appeared.

Comprehensive stratigraphical applications of the chitinozoans began at the end of the 1950s when oil companies started prospection of the largely undated subsurface Palaeozoic strata in the Sahara. Subsequently, scientific interest in chitinozoans increased enormously. Already in the 1960s, numerous studies were carried out all over the world, comprising detailed taxonomic investigations from well dated sections that demonstrated for the first time the stratigraphic value of the chitinozoans.

However, until the end of the 1960s only examination under the transmitted light microscope was available for the study of chitinozoans. The latter practise usually did not reveal suitable morphological details due to insufficient magnification levels and the common dark brown or even opaque appearance of the fossils. The introduction of the Scanning Electron Microscope (SEM) for the morphological examination of the chitinozoans therefore constituted a revolutionary progress affecting all fields of chitinozoan research. Only at sufficiently high magnifications is it possible to illustrate the great morphological diversity of these microfossils. This improved investigation technique led to a reliable classification of the chitinozoan taxa, which is fundamental for their accurate application in biostratigraphy. The first paper based exclusively upon SEM photographs was published by LAUFELD (1974) on Silurian chitinozoans from Gotland.

A further improvement in chitinozoan research practises was provided by the outstanding and fundamental publication of PARIS (1981) on chitinozoans from the Palaeozoic of southwestern Europe. In this extensive work all aspects of this fossil group (morphology, biometry, taxonomy, biology/affinity, palaeoecology, evolution/phylogeny, biostratigraphy/biozonations, quantification of data, palaeobiogeography) were discussed and thus established the basis for comprehensive investigations of chitinozoans.

The biostratigraphical potential of the chitinozoans, comparable to that of graptolites and conodonts, is reflected by the chitinozoan biozones which were set up from the end of the 1980s onward. They are precisely correlated within the geological time scale, as they have been adjusted to the graptolite and conodont biozones and they thus permit local, regional and long-distance correlations. The Ordovician chitinozoan biozonation for North Gondwana was established by PARIS (1990, 1999), that for Baltica by NÕLVAK & GRAHN (1993) and that of Laurentia by ACHAB (1989). The global Silurian chitinozoan biozonation was prepared by VERNIERS et al. (1995) and the global Devonian chitinozoan biozonation by PARIS et al. (2000c). Furthermore, as in the case of the graptolites and conodonts, the chitinozoans of which many taxa have short stratigraphical ranges are used nowadays to define international boundary stratotypes. A fundamental advantage of the chitinozoans is their resistance to mineral acids, therefore, they can be extracted from argillaceous as well as from calcareous rocks, unlike the graptolites and conodonts, due to their chemical composition.

During recent decades, chitinozoans of Ordovician, Silurian and Devonian age from France, Portugal, Spain, Great Britain, Belgium, Baltoscandia, Bohemia, Austria, Germany, Russia, North Africa (Algeria, Libya, Morocco), Mauretania, Niger, South Africa, Jordan, Turkey, Saudi Arabia, Iran, China, Australia, Brazil, Argentina, USA and Eastern and Northern Canada have been examined. The majority of these studies have dealt with taxonomy and biostratigraphy, other fields of investigation have included biogeochemistry, biology/affinity, evolution, palaeobiodiversity, palaeobiogeography and palaeogeographical reconstructions, palaeoclimate and palaeoecology.

In Austria, the first studies on chitinozoans were carried out under the transmitted light microscope by BACHMANN & SCHMID (1964). They examined thin-sections of a Silurian sample from the Carnic Alps. The first SEM investigations were done by PRIEWALDER (1994) who published the preliminary results of her studies on the chitinozoans from the Cellon section in the central Carnic Alps.

For more details concerning the history of chitinozoan research see MILLER (1996); PARIS (1996); SERVAIS et al. (2013).

The chitinozoans of the Plöcken Formation

The Hirnantian Plöcken Formation succeeds the subjacent Uqua Formation (late Katian–?basal Hirnantian) disconformably and the transition is marked by a distinct change in colour.

The distribution of the fossils in the succession

Although 20 samples have been examined from the Upper Ordovician succession of the Cellon section with four from the Valbertad Formation, seven from the Uqua Formation and nine from the Plöcken Formation (Text-Fig. 2), only four samples from the Plöcken Formation yielded identifiable chitinozoans. Of these, only the uppermost three samples [sample **128** from *Bed 7*, sample **129** from the base of *Bed 8*, both from pyritic limestone and sandstone, and sample **45** from the top of *Bed 8* (silty shale)] contain stratigraphically relevant fossils.

The reasons for the absence of chitinozoans from the Valbertad and Uqua formations are unknown. Their depositional environments apparently are not in contrast with the normal habitat of the chitinozoans or the preservation of these fossils. It remains unclear if it is a matter of original absence, or loss due to preservation at burial or in the outcrop or during preparation.

Besides chitinozoans, the palynological residues also revealed representatives of several other fossil groups which are similarly restricted to the Plöcken Formation: melanosclerites, scolecodonts, spiculae, foraminifers and large sphaeromorphs.

A remarkable phenomenon is the special preservation of large flattened circular objects of clearly organic origin (sphaeromorphs?, foraminifers?): a part of their tests shows a crumpled mica-like appearance whereas the remaining areas are undamaged (Pl. 11, Figs. 9, 11). This feature obviously results from severe impressions of mineral grains which points to a derivation of these fossils from more intensely altered rocks. Another conspicuous feature is the presence of thin crumpled graphitic particles which sometimes show a striking similarity to chitinozoans (Pl. 11, Figs. 7, 8) or scolecodonts (Pl. 11, Fig. 10). Some of them could actually be of biological origin as their crumpled mica-like structure is similar to that in the above mentioned sphaeromorphs/foraminifers. The graphitic particles are frequent in the palynologic residues from the Valbertad Formation, while in the Uqua and Plöcken formations they are rather rare except in sample 45 at the top of the Plöcken Formation.

The phytoplankton in the Upper Ordovician sequence is, however, only represented by poorly preserved and unidentifiable specimens (PRIEWALDER, 1987).

Besides the fact that specimens were found in only a few of the samples, also the number of chitinozoans per sample is small though relatively large amounts of rock had been dissolved (130–190 g). This suggests that at least the depositional environment was unfavourable for the presence of the chitinozoans.

The chitinozoans of the Plöcken Formation are opaque under the transmitted light microscope and their state of preservation is poor. All of them are broken and missing a variable part of the apertural area. Most of the Conochitinidae (*Conochitina*, *Euconochitina*, *Rhabdochitina*, *Spinachitina*, *Tanuchitina*) are preserved three-dimensionally, at least the aboral part, the remaining part of the vesicle is frequently flattened. The Desmochitinidae (*Armoricochitina*, *Desmochitina*) are either flattened or preserved three-dimensionally.

Furthermore, the chitinozoans from sample **128** (*Bed 7*) and **129** (base of *Bed 8*) are usually deformed by imprints of pyrite crystals and by an intense decomposition activity by bacteria. Many specimens in these samples show internal casts of pyrite, sometimes the vesicle walls have been removed and only the pyritic casts are left. Occasionally, small pyrite framboids had grown inside the vesicles leading to a knobby appearance of the fossils. Moreover, the chitinozoans are frequently covered with amorphous organic material.

The increased occurrence of pyrite in the sediments also became obvious during the treatment of the samples with nitric acid which lead to the formation of typical dark-orange vapours. The latter reaction was first noticed while processing sample **42a** (*Bed 5*: intercalation of greyish limestone within greyish siltstone) and continued up to sample **45** (Top of *Bed 8*: greenish silty shales).

The breaking of the chitinozoan vesicles, the damage caused by pyrite-crystal growth and an extensive bacterial activity are in accordance with the shallow water anoxic environment deduced by SCHÖNLAUB (1988), SCHÖNLAUB & SHEEHAN (2004) and HAMMARLUND et al. (2012). However, also the destructive effects of the Variscan and/or Alpine Orogeny on the preservation of the chitinozoans have to be taken into consideration.

Characterising the environmental impacts recognised in the Plöcken Formation, SCHÖNLAUB (1988) reported small-scale channelling, layers with internal erosional surfaces, beds with contorted deformation structures, reworking of sediments and fossils with signs of displacement. SCHÖNLAUB & SHEEHAN (2004) interpreted the lithology of the Plöcken Formation in the Cellon section as formed in a storm-dominated shallow-water environment when a global transgression started during the course of the melting of the North Gondwana ice-cap in late Hirnantian time.

HAMMARLUND et al. (2012) on the other hand assumed that the anoxic zone which had developed on the lower slope and in the basin in the early Hirnantian, had been raised along with the sea level rise in the late Hirnantian and hence spread to the shallow water areas. It thus affected also the upper Hirnantian Cellon section sediments (HAMMARLUND et al., 2012: Fig. 6).

The concurrence of all these factors might be responsible for the damage to the chitinozoan vesicles and even for their sparsity or absence in several samples of the Plöcken Formation.

Concluding from the poor state of preservation of the extant chitinozoans it is assumed that part of the original fossil assemblage has been destroyed, especially the thinner-walled forms. For this reason, no numbers of chitinozoans per gram of sample will be indicated.

The maximum number of individuals was obtained from sample **129** (79 chitinozoans), followed by sample **128** with

Graptolite biozones	?		*M. persculptus*			
Chitinozoan biozones	?			*T. elongata*		
Species // Samples	**32a–125**	**126**	**40–43**	**128**	**129**	**45**
Euconochitina? sp.	-	1				
Conochitina sp. 1	-	1	-	5	7	
Euconochitina sp.	-	-	-	1		
Conochitina sp. 2	-	-	-	9	8	
Conochitina sp. 3	-	-	-	1	2	
Rhabdochitina cf. *gracilis*	-	-	-	3	6	
Tanuchitina elongata	-	-	-	10	7	1
Armoricochitina nigerica	-	-	-	6	-	5
Conochitina sp. 4	-	-	-	-	1	
Conochitina? sp.	-	-	-	-	1	
Spinachitina sp.	-	-	-	-	1	
Desmochitina minor	-	-	-	-	1	1
Number of species	-	2	-	7	9	3
Number of specimens	-	2	-	35	34	7
Undeterminable chitinozoans	-	5	1	26	45	5

Tab. 1.
Distribution of the chitinozoans within the Plöcken Formation. For the position of the samples in the Cellon section see Text-Figure 2.

61 chitinozoans, however, about half of these specimens are too poorly preserved for taxonomic classification. The concentration of the remaining two samples is even less: sample **126** (*Bed 5*) yielded two and sample **45** (top of *Bed 8*) seven identifiable chitinozoans.

The lowest occurring chitinozoans in the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1) appear in the greyish siltstone of *Bed 5* (sample **126**) of the Plöcken Formation with documentation of two species (*Conochitina* sp. 1, *Euconochitina*? sp.). More diverse communities with typical Hirnantian taxa were obtained from the pyritiferous limestone and sandstone in the upper part of the succession. *Bed 7* (sample **128**) yield seven species [*Armoricochitina nigerica* (Bouché, 1965), *Conochitina* sp. 1, *C.* sp. 2, *C.* sp. 3, *Euconochitina* sp., *Rhabdochitina* cf. *gracilis* Eisenack, 1962 and *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965)]. Nine species were extracted from the basal *Bed 8* (sample **129**) [*Conochitina* sp. 1, *C.* sp. 2, *C.* sp. 3, *C.* sp. 4, *C.*? sp., *Desmochitina minor* Eisenack, 1931, *R.* cf. *gracilis*, *Spinachitina* sp., *T. elongata,* plus a *Calpichitina*-fragment]. The silty shale at the top of *Bed 8* (sample **45**) contain three species (*A. nigerica*, *D. minor*, *T. elongata*). All these taxa are restricted to the Plöcken Formation, as the basal layers of the succeeding Kok Formation yield a completely different chitinozoan community (upper Telychian *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone).

Altogether, about 80 chitinozoan vesicles have been assigned herein to seven genera and 12 species. The most frequent taxa are: *T. elongata* (18 specimens), *Conochitina* sp. 2 (17 specimens), *Conochitina* sp. 1 (13 specimens), *A. nigerica* (11 specimens) and *R.* cf. *gracilis* (9 specimens).

The chitinozoan communities of the Plöcken Formation have obviously been diminished and consist mainly of representatives of the Conochitinidae, with the exception of *Armoricochitina nigerica* and *Desmochitina minor*. Important elements which are usually present in North Gondwanan deposits of Hirnantian age are missing here, such as *Acanthochitina barbata* Eisenack, 1931, *Belonechitina micracantha* (Eisenack, 1931), *Calpichitina lenticularis* (Bouché, 1965), *Euconochitina lepta* (Jenkins, 1970), *Lagenochitina baltica* Eisenack, 1931, *Lagenochitina prussica* Eisenack, 1931. However, the most indicative taxa of the uppermost Ordovician (*Tanuchitina elongata* and *Armoricochitina nigerica*) are present.

The chitinozoan biozones

Paris (1990) defined 22 chitinozoan biozones for the Ordovician of Northern Gondwana, which at that time was located at high southern latitudes, and subsequently extended them to 28 biozones (Paris, 1999). The three uppermost Ordovician chitinozoan biozones are from the older to the younger: the *Ancyrochitina merga* biozone, the *Tanuchitina elongata* biozone and the *Spinachitina oulebsiri* biozone.

The ***Ancyrochitina merga*** **chitinozoan biozone** (Paris, 1990: 201) was defined as a total range biozone, that means by the total range of the index species *Ancyrochitina merga* Jenkins, 1970.

- *Type stratum*: From the Upper Ktaoua Formation to the lower part of the Lower 2nd Bani Formation in the Bou Ingarf section in the Central Anti-Atlas (Morocco) (Paris, 1990: 202; 1996: Fig. 4).
- *Age*: Latest Katian (*Paraorthograptus pacificus* graptolite biozone), it represents the pre-glacial period (Loi et al., 2010; Videt et al., 2010).

The ***Tanuchitina elongata*** **chitinozoan biozone** (Paris, 1990: 202) was originally defined by the interval from the last occurrence of *Ancyrochitina merga* to the last occurrence of *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). However, when the succeeding *Spinachitina oulebsiri* chitinozoan biozone was newly established by Paris et al. (2000a), also the upper boundary of the *T. elongata* biozone had to be newly defined by the first appearance of *Spinachitina oulebsiri*.

- *Type stratum*: Major part of the Lower 2nd Bani Formation up to the topmost Upper 2nd Bani Formation in the Bou Ingarf section in the Central Anti-Atlas (Morocco) (Paris, 1990: 203; 1996: Fig. 4).
- *Age*: Basal – late Hirnantian (*Normalograptus extraordinarius* – lower *Metabolograptus persculptus* graptolite biozone). It represents the glacial period and the period just after the glacial period because it frequently occurs within glacio-marine diamictites, deposited during the melting of the North Gondwana ice-cap (Paris, 1990; Oulebsir & Paris, 1995; Paris et al., 2000a; Vandenbroucke et al., 2009; Grahn & Paris, 2011).

The ***Spinachitina oulebsiri*** **chitinozoan biozone** (Paris et al., 2000a: Fig. 5) has never been formally defined and is problematic due to various uncertainties. According to Vandenbroucke et al. (2009: 55) the biozone is defined by the total range of *Spinachitina oulebsiri* Paris et al., 2000a, a taxon that has Silurian affinity. Due to the ambiguous taxonomic relationship between *Spinachitina oulebsiri* and *Spinachitina fragilis* (Nestor, 1980a), which is a similar taxon and the index-species of the succeeding first Silurian chitinozoan biozone, the stratigraphical value of the *S. oulebsiri* biozone is uncertain (Vandenbroucke et al., 2009). Moreover, in none of the North Gondwana localities where *Spinachitina oulebsiri* has been proven, independent sources of biostratigraphical age determinations, e.g. by graptolites, are available. This could have clarified whether the biozone is restricted to the uppermost Ordovician or continues into the lowermost Silurian (Thusu et al., 2013).

- *Type stratum*: *S. oulebsiri* was first described from samples of the Upper Member of the M'Kratta Formation in well NI-2, Northeast Algerian Sahara (Paris et al., 2000a: Fig. 5).
- *Age*: Latest Hirnantian (upper *Metabolograptus persculptus* graptolite biozone), however, an earliest Rhuddanian age cannot be excluded (Vandenbroucke et al., 2009; Le Hérissé et al., 2013; Thusu et al., 2013). The *Spinachitina oulebsiri* chitinozoan biozone is typical for the short post-glacial period immediately below the Ordovician/Silurian boundary when the holomarine shelf conditions had been re-established by the end-glacial sea level rise (Paris et al., 2000a; Vandenbroucke et al., 2009).

Although the chitinozoan communities of the Plöcken Formation are missing numerous uppermost Ordovician taxa (see above), the available species clearly point to the *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone. The index-species, though poorly preserved, has been unequivocally identified. The subjacent *Ancyrochitina merga* chitinozoan biozone can be excluded since representatives of the Ancyrochitininae and hence also *A. merga* whose total range defines

the biozone are completely absent. Moreover the *A. merga* biozone is characteristic for the pre-glacial period (see below). Another indicator for the *T. elongata* biozone is the frequent occurrence of *Armoricochitina nigerica* which according to PARIS (1990) is typical for the *T. elongata* biozone since this biozone also correlates with the acme biozone of *A. nigerica*.

Evidence of the succeeding *Spinachitina oulebsiri* chitinozoan biozone, the uppermost biozone of the Ordovician, could also not be proven in our samples. In the lower part of the *S. oulebsiri* biozone, chitinozoan taxa of the *T. elongata* biozone may still occur, however, the index-species whose FAD (first appearance datum) indicates the base of the biozone is not present in the Plöcken Formation. That means that the uppermost part of the Ordovician which corresponds to the short post-glacial period just below the Ordovician/Silurian boundary (PARIS et al., 2000a) may be missing in the Cellon section.

The Hirnantian age of the chitinozoan community has been confirmed by the occurrence of *Metabolograptus persculptus* (ELLES & WOOD, 1907) in *Bed 5* in the lower part of the Plöcken Formation (Text-Fig. 2), as well as by the *Hirnantia* Brachiopod Fauna in *Bed 5* and in the basal part of *Bed 6*. It is important to point out here that this is one of the rare cases which allows the documentation of the Hirnantian age of the *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone by independent biostratigraphical dating.

When PARIS (1990) established the *Ancyrochitina merga* and *Tanuchitina elongata* biozones, he designated the Bou Ingarf section in the Central Anti-Atlas (Morocco) as their type section because it exhibits an almost complete Upper Ordovician succession. In fact, since the centre of the Upper Ordovician ice-shield was located in present-day northern-central Africa, the area of the Bou Ingarf section was not directly affected by the glaciation disregarding a short period when the glaciers reached the sedimentary basins in the north of Gondwana. In the Bou Ingarf section a complete cycle could be demonstrated from a storm-dominated terrigenous shelf-facies (uppermost Katian) to a first less pronounced Hirnantian glaciation and a subsequent short interglacial transgression. This was followed by the Hirnantian glaciation climax with deep subglacial erosion, succeeded by the final melting of the ice-caps on the North Gondwana platform and the restauration of holomarine conditions close to the Ordovician/Silurian boundary (LOI et al., 2010: Fig. 12; VIDET et al., 2010; GHIENNE et al., 2014).

LOI et al. (2010) and GHIENNE et al. (2014) reported minor glaciations already in the Katian which, however, did not leave any recognisable deposits. In the early Silurian glaciation shifted to the South American domain of Gondwana.

According to LOI et al. (2010), who studied the Bou Ingarf area in terms of the glacio-eustatic record, the upper part of the Upper Ktaoua Formation and the lower part of the Lower 2nd Bani Formation (Shaly Member) in the lower part of the Bou Ingarf section belong to the pre-glacial shelf-facies. In contrast, the succeeding upper part of the Lower 2nd Bani Formation (Sandstone Member, i.e. Unit 1 of the glaciation related succession in LOI et al., 2010: Fig. 12) represents a glaciogenous sequence which was deposited during the first (minor) Hirnantian glaciation and shows a sharp contact with the underlying shelf-succession. The Upper 2nd Bani Formation is also a glaciogenous sequence: Unit 2 in the lower part of the Upper 2nd Bani Formation indicates a short interglacial transgression, while Unit 3 in the middle part shows deposits of e.g. glacial erosion and infilled palaeo-valleys. Unit 4 exhibits transgressional sediments accumulated during the course of the final melting of the North Gondwana ice-shield (LOI et al., 2010: Fig. 12).

BOURAHROUH et al. (2004) studied the chitinozoans of the Bou Ingarf section and assigned the Upper Ktaoua Formation to the *Ancyrochitina merga* biozone, and the lower part of the Lower 2nd Bani Formation (Shaly Member) to the *Tanuchitina elongata* biozone based on the biozonal definitions in BOURAHROUH et al. (2004) which differ from those of PARIS (1990):

> *A. merga* biozone (in BOURAHROUH et al., 2004: 25): "This biozone was defined (PARIS, 1990) as the *interval-range biozone* between the *FAD* (first appearance datum) of *Ancyrochitina merga* and the *FAD* of *Tanuchitina elongata*, which is the index species of the succeeding biozone" (**instead of**: „*total range zone*" of *A. merga* in PARIS, 1990: 201).
> *T. elongata* biozone (in BOURAHROUH et al., 2004: 25): ".....the *elongata* biozone is now restricted to the interval-range biozone between the *FAD* of *Tanuchitina elongata* and the *FAD* of *Spinachitina oulebsiri*" (**instead of**: the interval-range zone between the *LAD* (last appearance datum) of *A. merga* and the *FAD* of *Spinachitina oulebsiri*).

If the definition of the *A. merga* biozone of PARIS (1990) is applied correctly (i.e. total range of the index-species), then the complete lower part of the Lower 2nd Bani Formation (i.e. the Lower 2nd Bani Shaly Member) belongs to the *A. merga* biozone (latest Katian), as *A. merga* in BOURAHROUH et al. (2004: Fig. 4) occurs from sample 19 to sample 42 in the Bou Ingarf section, that is until immediately below the Lower 2nd Bani Sandstone Member, which was deposited during the first Hirnantian glacial episode (Unit 1 in LOI et al., 2010: Fig. 12).

The application of this incorrect zonal definition in BOURAHROUH et al. (2004) led to the fact that in the Bou Ingarf section the *base* of the *Hirnantian*, which actually correlates with the base of the *T. elongat*a biozone, came to lie within the holomarine shelf-facies to which the Lower 2nd Bani Shaly Member belongs, instead of at the beginning of the glaciation (i.e., at the base of the Lower 2nd Bani Sandstone Member, i.e. at the base of Unit 1 in LOI et al., 2010). This erroneous dating found its way into other studies dealing with or referring to the Bou Ingarf section/the Anti-Atlas (VANDENBROUCKE et al., 2009; DELABROYE & VECOLI, 2010; LOI et al., 2010; VIDET et al., 2010; THUSU et al., 2013; COLMENAR & ALVARO, 2015; GHIENNE et al., 2014; VILLAS et al., 2016; ALVARO et al., 2019; COLMENAR et al., 2019) [and further locations in the North Gondwana Domain (GHAVIDEL-SYOOKI, 2017a, b; GHAVIDEL-SYOOKI & BORJI, 2018)]. The above demonstrated extension of the *A. merga* biozone (total range of *A. merga*) up to the top of the Lower 2nd Bani Shaly Member, however, removes the discrepancy between the sedimentological and biostratigraphical data concerning the base of the Hirnantian in the Bou Ingarf section, a discrepancy which also had been addressed by DELABROYE & VECOLI (2010). Moreover, VILLAS et al. (2016: 52) wrote: "The age of the lower part of the *T. elongata* chitinozoan biozone should be re-evaluated, and the suggested delayed onset of the Hirnantian glaciation reconsidered".

Due to the above delineated modifications of the chitinozoan biozonation in the Bou Ingarf section, considerable uncertainties arose concerning the stratigraphical position of the *T. elongat*a biozone (and also the *S. oulebsiri* biozone) within this important section.

Bourahrouh et al. (2004: 27) reported on representatives of *S. oulebsiri* from the shaly member in the lower part of the Upper 2nd Bani Formation (i.e., Unit 2 of the glaciation related succession in Loi et al., 2010: Fig. 12) immediately above the glacial floor which forms the top of the Lower 2nd Bani Sandstone Member (Unit 1 in Loi et al., 2010: Fig. 12). Elsewhere (on page 37) they remarked that these shale and diamictite beds belong to the *T. elongata* biozone or possibly to the *S. oulebsiri* biozone.

According to Videt et al. (2010: 369), the transgressive marine dark shale and siltstone in the Bou Ingarf section (i.e., Unit 2 in Loi et al., 2010) which rests upon the Lower 2nd Bani Sandstone Member (i.e., Unit 1 in Loi et al., 2010) and which represents the lowermost part of the Upper 2nd Bani Formation, yielded chitinozoan taxa which already were present in the Lower 2nd Bani Formation, but in addition *S. oulebsiri* was also present indicating the base of the *S. oulebsiri* biozone. Furthermore, they stated that this sequence was succeeded by glacial sandy deposits of the upper member of the Upper 2nd Bani Formation which did not yield any chitinozoans. At the top of this succession the *Hirnantia sagittifera* Fauna occurs.

The above stated facts (Bourahrouh et al., 2004: 27; Videt et al., 2010: 369) indicate that there are discrepancies between the stratigraphical and environmental data of the *T. elongat*a biozone and the *S. oulebsiri* biozone in the Bou Ingarf section and of those in other North Gondwana localities. According to Loi et al. (2010: Fig. 12), Unit 2 (i.e. the lowermost part of the Upper 2nd Bani Formation, from which *Spinachitina oulebsiri* has been reported, see above) represents deposition during a short interglacial transgression in the lower Hirnantian which was succeeded by the main glaciation later in the Hirnantian. The whole glacial sequence usually is attributed to the *T. elongata* chitinozoan biozone which occurs in the North Gondwana realm in glacio-marine sediments (see below) and which is correlated with the period from the *Normalograptus extraordinarius* to the lower *Metabolograptus persculptus* graptolite biozones. The exact age determination of the base of the *T. elongat*a biozone by correlation with the *N. extraordinarius* biozone, however, has so far not been possible. The *S. oulebsiri* biozone, in contrast, typically represents the uppermost post-glacial part of the Hirnantian (upper *M. persculptus* graptolite biozone: Grahn & Paris, 2011: 230) when on the shelf holomarine pre-glacial conditions had been restored (Paris et al., 2000a; Vandenbroucke et al., 2009; Le Hérissé et al., 2013; Thusu et al., 2013).

The *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone is widely distributed in the North Gondwana realm:

- It occurs in *Iran* in the Zagros Mountains in the lower Dargaz Diamictites (Ghavidel-Syooki et al., 2011a), as well as in the Alborz Mountain Range in the upper part of the Gorgan Schists (Ghavidel-Syooki, 2008), in the upper part of the Ghelli Formation (Ghavidel-Syooki, 2016, 2017b, c), in the Abarsaj Formation (Ghavidel-Syooki, 2017a).
- In *southern* and *south-eastern Turkey* (Taurus Range, Border Folds) it has been identified within glacio-marine deposits of the Halevikdere Formation (Paris et al., 2007), in *Saudi Arabia* in glacial sediments of the subsurface basal disrupted facies of the Sarah Sandstone Member (i.e., the upper part of Assemblage 2) (Paris et al., 2015b) and in the upper part of the Quwarah Member of the Qasim Formation (Al-Shawareb et al., 2017).
- In *north-eastern Libya* the *T. elongata* biozone has been reported by Molyneux & Paris (1985), Paris (1988a) and Paris (1990) from subsurface glacio-marine micro-conglomeratic deposits. In *western Libya* and *Tunesia* it is present in the subsurface Djeffara Formation (Paris, 1990).
- In the *north-eastern Algerian Sahara* it occurs within glacio-marine diamictites (Argiles Microconglomératiques) of the subsurface Hassi el Hadja Formation and M'Kratta Formation (Paris, 1990; Oulebsir & Paris, 1995; Paris et al., 2000a; Videt et al., 2010).
- Videt et al. (2010) also referred to the frequent occurrences of this biozone within glacio-marine diamictites, e.g. from a borehole in the *south-eastern Algerian Sahara* (lower Tamadjert Formation), in outcrops of the Ougarta Range in the *western Algerian Sahara* (El Kseib Member of the Djebel Seraf Formation) and in a borehole in the *central Algerian Sahara* (El Golea Member).
- In the Djado basin of *Niger* the *T. elongata* biozone was present in the subsurface Faunizone B of Bouché (1965) (Paris, 1990).
- Further strata cited by Paris (1990) and containing chitinozoans of the *T. elongata*-Zone are: the upper part of the Ra'an Shale of the Tabuk Formation of *Saudi Arabia*; the Rio Ceira Group in *Central Portugal* and the subsurface Soubirous Formation of the *Aquitaine basement*.
- According to Videt et al. (2010) it is also present in the lowermost Cosquer Formation, i.e. glacio-deltaic shallow-water deposits of the Armorican Massif in *western France*, however, with an impoverished fauna.
- The *T. elongata* biozone could not be identified by Dufka & Fatka (1993) in the uppermost Kosov Formation of the *Prague Basin* since the samples yielded only a few not specifically identifiable representatives of the genus *Conochitina* Eisenack, 1931 and *Lagenochitina* Eisenack, 1931. However, according to Thusu et al. (2013: 114), the *T. elongata* biozone has been proven in the uppermost Kosov Formation of the *Prague Basin* where it co-occurs with *Metabolograptus persculptus*.

The palaeogeographical affinities of the chitinozoans

The late Ordovician palaeogeographical position of the Carnic Alps, which as a part of the Peri-Gondwana Terranes presumably were located along the northern margin of Gondwana, is estimated as being about 50° southern latitude concluded from faunal and lithological data (Schönlaub & Histon, 2000; Schönlaub, 2000; Corradini et al., 2015b). According to Schönlaub (2000) the pre-Hirnantian faunas, notably the brachiopods, exhibit closer relationships to north-European, British and Sardinian warm-water faunas than to communities of North Gondwana such as Morocco, supposedly due to an invasion of northern warm water faunas to the Carnic Alps far in the

Conodont biozones	?				*P. a. angulatus*				**)*	*P. a. amorphognathoides*				*K. patula*			*K. o. ortus*		*O. s. sagitta–A. ploeck.*
Global chitinozoan biozones	*Angochitina longicollis*											?							
Species // Samples	**46A**	**46**	**47**	**130**	**48**	**131**	**49**	**50**	**132**	**51**	**133**	**134**	**53**	**135**	**55**	**54**	**136**	**56**	**57–62**
Eisenackitina dolioliformis	23																		
Eisenackitina cf. *inanulifera*	5																		
Eisenackitina sp. 2	6																		
Ancyrochitina gr. *ancyrea*	9																		
Cyathochitina sp.	2																		
Lagenochitina sp.	1																		
Sphaerochitina sp. 1	6																		
Eucono. sp. 2 sensu Nestor 1994?	2																		
Bursachitina conica	7	-	25	-	-	1?													
Eisenackitina causiata	3	-	-	-	-	1													
Lagenochitina sp. 1	2	-	-	-	-	-	-	-	2										
Angochitina longicollis	6	-	-	-	-	-	1	-	-	-	7								
Lagenochitinidae indet.	~130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4								
Sphaerochitina sp. 2	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1								
Sphaerochitina spp.	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1								
Ancyrochitininae indet.	~60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
Conochitina sp. 2 (reworked?)	-	-	-	11															
Calpichitina? sp.	-	-	-	1	-	1?													
Conochitina cf. *iklaensis*	-	-	-	8	-	-	-	2	20	-	1								
Conochitina leviscapulae	-	-	-	-	-	4													
Eucono. sp. 3 sensu Nestor 1994?	-	-	-	-	-	2													
Conochitina praeproboscifera	-	-	-	-	-	-	-	3	1										
Cono. sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001	-	-	-	-	-	-	-	-	1										
Conochitina cf. *armillata*	-	-	-	-	-	-	-	-	6										
Conochitina cf. *elongata*	-	-	-	-	-	-	-	-	1										
Conochitina sp. A	-	-	-	-	-	-	-	-	4										
Eisenackitina sp. 1	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	2								
Conochitina sp. B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1								
Bursachitina sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	
	46A	**46**	**47**	**130**	**48**	**131**	**49**	**50**	**132**	**51**	**133**	**134**	**53**	**135**	**55**	**54**	**136**	**56**	**57–62**
Number of species	16	-	1	3	-	5	1	2	8	-	7	-	-	-	-	-	1	1	-
Number of specimens	~270	-	25	20	-	9	1	5	38	-	17	-	-	-	-	-	1	2	-
Undeterminable chitinozoans	54	-	44	4	-	2	5	6	25	-	36	-	-	1	-	8	6	1	-

south. Unfortunately, the Valbertad and Uqua formations, which represent this period, did not yield any chitinozoans for documenting the palaeobiogeographic relationships of this fossil group in pre-Hirnantian times.

The Hirnantian chitinozoans of the Cellon section, however, show distinct affinities to the cold-water realm of the North Gondwana faunal province represented by the *T. elongata* chitinozoan biozone, the latter being distributed there over a vast area (see above). At that time the polar front seems to have moved far to the north into the temperate zone at about 40° S (VANDENBROUCKE et al., 2010: 1; 2014: 404). This short-term cold-water invasion presumably was also responsible for the appearance of the *Hirnantia* Fauna in the lower part of the Plöcken Formation. Yet, according to SCHÖNLAUB (2000), some fossil groups from the Carnic Alps, such as the ostracods, echinoids and nautiloids even in the Hirnantian displayed contacts to the warm-water areas of Baltoscandia.

However, there existed no affinities between the chitinozoan communities of the Plöcken Formation and coeval associations from the palaeocontinents of Baltica and Laurentia, which together with the North Gondwana realm have been the focus for many decades for chitinozoan research (PARIS et al., 2004: Fig. 28.1).

In the Ordovician, chitinozoans, like other fossil groups, were affected by provincialism due to the unique palaeogeographic configuration. The continents were mainly located in the southern hemisphere, far apart from each other and lying at different geographical latitudes: North Gondwana in high and Baltica in temperate to low southern latitudes, while Laurentia took an equatorial position. As the chitinozoans were part of the marine plankton and water temperature was a major environmental factor, the main reason for their endemism in the Ordovician was the temperature-related control of their distribution (PARIS, 1996) which in turn was dependent on the palaeolatitudes. However, over time the Ordovician provincialism of the chitinozoans became weakened due to palaeocurrents and by the continuous approach of the palaeoplates to each other, processes which allowed moderate intermixture of the faunas from different provinces (OULEBSIR & PARIS, 1995; PARIS et al., 1999b; ACHAB & PARIS, 2007).

In the Ordovician, the latitudinally controlled chitinozoan populations led to different chitinozoan biozonations on different palaeocontinents. WEBBY et al. (2004: Fig. 2.2) published a stratigraphic chart delineating the precise correlation of the North American, the Baltoscandian and the North Gondwanan chitinozoan biozonations in the Ordovician, which illustrates considerable differences between these three areas.

◀ Tab. 2.
Distribution of the chitinozoans within the Kok Formation. The position of the samples in the Cellon section is illustrated in Text-Figure 2.
*) *P. a. lennarti* + *P. a. lithuanicus* conodont biozones (no samples available in this part of the section).

The chitinozoans of the Kok Formation

The Kok Formation (upper Telychian–lowermost Ludfordian) unconformably covers the Hirnantian Plöcken Formation with a significant hiatus in between and it is characterised by completely different chitinozoan populations (Text-Fig. 2, Tabs. 1, 2).

The distribution of the fossils in the succession

On the whole, 25 samples were palynologically prepared and examined, however, only 10 yield identifiable chitinozoans, mainly from the Telychian part of the Kok Formation.

Besides the chitinozoans, melanosclerites, small cones of different shape, foraminifers? and sphaeromorphs with walls of different thickness are present; moreover – as in the Upper Ordovician succession – also rare lenticular biogenous objects with mica-like areas on their bodies, caused by imprints of crystals, as well as sporadic chitinozoan-like thin crumpled graphitic particles were found.

In the lower part of the Kok Formation, phytoplankton is commonly present, in contrast to the subjacent Upper Ordovician part of the Cellon section where well preserved assemblages are missing (PRIEWALDER, 1987). The state of preservation is fairly good and numerous taxa occur also in samples where the chitinozoans are rare or absent. However, in the upper part of the Kok Formation, i.e., above *Bed 13B*, acritarchs are present, but unidentifiable to any taxon level.

The following samples yield chitinozoans: sample **46A** [basal part of *Bed 9* (c. 270 specimens; 16 taxa)], sample **47** [upper part of *Bed 9* (25 specimens; 1 species)], sample **130** [uppermost part of *Bed 9* (20 specimens; 3 species)], sample **131** [*Bed 10A* (9 specimens; 5 species)], sample **49** [*Bed 10F* (1 specimen; 1 species)], sample **50** [*Bed 10G* (5 specimens; 2 species)], sample **132** [upper part of *Bed 10J* (38 specimens; 8 species)], sample **133** [*Bed 11A* (17 specimens; 7 species)], sample **136** [*Bed 13* (1 specimen; 1 species)] and sample **56** [*Bed 13B* (2 specimens; 1 species)]. This chitinozoan bearing succession (except sample **136** and **56**) belongs to the "Lower Shales and Ferruginous Limestones" (BRETT et al., 2009) which comprises *Beds 9–11B* and whose dark grey, partly ferruginous shale provided the studied chitinozoans. The remaining samples from the succeeding "Kok Limestones" (*Beds 11C–19*) usually yield only unidentifiable chitinozoans or they are completely barren.

On the whole, 27 species could be distinguished, due to poor preservation frequently in open nomenclature, belonging to nine genera and two "accumulative taxa". However, 192 chitinozoans could not be classified, and in several samples they represent the majority of the collected fossil specimens. Due to the poor preservation of the chitinozoans and their occasionally sporadic occurrence, no estimate of concentration in the rock is given hence no amount of chitinozoans per gram of rock is indicated.

The Kok Formation is a strongly condensed succession, showing several gaps in sedimentation and frequent sea-level changes (chapter "Kok Formation"), that was studied in detail by BRETT et al. (2009). The degree of condensation

becomes obvious when the thicknesses of the sequences are compared: c. 13 m Kok Formation (upper Llandovery–lowermost Ludfordian) in the Cellon section, deposited in the proximal Plöcken Facies, as opposed to a coeval succession of >40 m from the transitional facies towards the basin [Oberbuchach I section; Findenig-Facies (BRETT et al., 2009: Fig. 19)].

The "Lower Shales and Ferruginous Limestones" (*Beds 9–11B* = lower part of the Kok Formation) consist of c. 3 m of alternating dark-grey to black shale and thin brownish and dark grey ferruginous limestone, showing several short term oxygenation events (HISTON, 1997a; HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; BRETT et al., 2009). According to SCHÖNLAUB & HISTON (1999) this sequence was deposited in a relatively shallow environment, "periodically affected by storm currents, with episodic deepening and intervals of reduced deposition and non-sedimentation". The succeeding c. 10 m thick "Kok Limestones" (*Beds 11C–19*; i.e., the upper part of the Kok Formation, devoid of chitinozoans) mainly consist of red-brown and black-grey nautiloid-bearing strata (bioclastic wackestone-packstone), with a few intercalations of thin dark shale (HISTON, 1997a; HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; BRETT et al., 2009). HISTON (2012) studied in detail this sequence and the included cephalopods and recognised environmental conditions which could be responsible for the mechanical and/or chemical destruction of the chitinozoans or their flushing out of the depositional area. She reported – among others – frequent sea-level lowstands, condensed sequences with low sedimentation rates and mineralized hardgrounds, bioturbation, frequent high energy hydrodynamic regimes, as well as periodic current activities ventilating the sea floor. Such oxygenising and agitating conditions are devastating for the otherwise fairly resistant chitinozoans.

A remarkable phenomenon are the short stratigraphical ranges of numerous taxa, frequently occurring in only one sample. This however, could be due to the too long intervals between the sample points within this strongly condensed succession (see LOYDELL et al., 2003: 213).

Chitinozoans are much better preserved in the upper part of the Cellon section (Ludlow–lower Lochkovian) which is characterised by a quieter sedimentary environment (see the illustrations in PRIEWALDER, 2000: Pls. 2, 3). Therefore, it is thought for large parts of the Kok Formation that unfavourable environmental conditions existed during or for a short time after deposition and before their burial which could have been responsible for the poor state of preservation of the fossils or their absence. However, it should also be taken into consideration that both the Variscan and Alpine Orogenies (see chapter "Geological setting") definitely had an adverse impact on the preservation of the chitinozoans.

Chitinozoans

The chitinozoan fauna of the Kok Formation predominantly consists of impoverished assemblages, nevertheless containing some diagnostic taxa of the upper Llandovery.

The oldest chitinozoans of the Kok Formation come from the base of *Bed 9* (sample **46A**) in the lowermost part of the formation. Sample **46A** is an unusual and unique sample. It is rich in taxa and in specimens, c. 270 individuals are assigned to 16 taxa, much more than in any other of the succeeding samples. The dark grey shale probably is highly condensed and "time-rich" which may have led to a considerable accumulation of chitinozoans in this sedimentary beds. It is remarkable that the representatives of the Conochitinidae which are usually common in coeval localities are very rare in this sample while the Lagenochitinidae and the Ancyrochitininae occur in large numbers (altogether c. 190 specimens); the Ancyrochitininae may presumably comprise species of the genus *Ancyrochitina* EISENACK, 1955a and also of *Plectochitina* CRAMER, 1964, but due to their poor condition (the appendages are partly or completely broken) it was difficult to classify them more precisely. Moreover, it is striking that eight taxa of which some usually have much longer stratigraphical ranges are restricted to this sample. The following taxa are present in sample **46A**:

Desmochitinidae*: Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) sensu MULLINS & LOYDELL, 2001 [7 specimens], *Eisenackitina causiata* VERNIERS, 1999 [3 specimens], *E. dolioliformis* UMNOVA, 1976 [23 specimens (restricted to sample **46A**)], *E.* cf. *inanulifera* NESTOR, 2005 [5 specimens (restricted to **46A**)], *Eisenackitina* sp. 2 [6 specimens (restricted to **46A**)].

Lagenochitinidae: *Ancyrochitina* gr. *ancyrea* EISENACK, 1931 [9 specimens (restricted to **46A**)], Ancyrochitininae indet. [c. 60 specimens], *Angochitina longicollis* EISENACK, 1959 [6 specimens], *Cyathochitina* sp. [2 specimens (restricted to **46A**)], *Lagenochitina* sp. 1 [2 specimens], *Lagenochitina* sp. [1 specimen (restricted to **46A**)], Lagenochitinidae indet. [c. 130 specimens], *Sphaerochitina* sp. 1 [6 specimens (restricted to **46A**)], *Sphaerochitina* sp. 2 [7 specimens], *Sphaerochitina* spp. [1 specimen].

Conochitinidae*: Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? [2 specimens (restricted to **46A**)].

In the upper part of *Bed 9*, sample **47** (dark-grey shale) yields a monospecific chitinozoan community of *B. conica* [25 specimens]. A few cm higher in sample **130**, *Calpichitina*? sp. [1 specimen] and *Conochitina* cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b [8 specimens] occur, furthermore *Conochitina* sp. 2 [11 specimens, identical with the specimens in the Plöcken Formation], as well as one poorly preserved specimen of *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965) are present, both most probably reworked from the Hirnantian.

Samples **46A**, **47** and **130** are from the lowermost part of the Kok Formation (*Bed 9*), in which unfortunately no conodonts were recovered (Text-Fig. 2).

In sample **131** (*Bed 10A*; dark grey, partly black ferruginous shale), *Conochitina leviscapulae* MULLINS & LOYDELL, 2001 [4 specimens (restricted to sample **131**)], *Euconochitina* sp. 3 *sensu* NESTOR, 1994? [2 specimens (restricted to **131**)] and *E. causiata* [1 specimen] were found, as well as one questionable *B. conica* and a *Calpichitina*? sp., and one fragment of a *Laufeldochitina* PARIS, 1981, the latter most probably reworked from the Ordovician.

In sample **49** (dark grey ferruginous shale) from *Bed 10F*, one specimen of *A. longicollis* occurs and a short distance above in *Bed 10G* (sample **50**), *Conochitina praeproboscifera* NESTOR, 1994 [3 specimens] and *C.* cf. *iklaensis* [2 specimens] are present.

Samples **131**, **49** and **50** belong to the *P. celloni* conodont superzone/*P. a. angulatus* conodont biozone.

Sample **132** (dark-grey to black, rusty weathering shale) from the upper part of *Bed 10J* is remarkable as *Conochitina* species now are the dominant feature: *C.* cf. *iklaensis* [20 specimens], *C. praeproboscifera* [1 specimen], *C.* cf. *armillata* TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1960 [6 specimens (restricted to sample **132**)], *C.* cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963 [1 specimen (restricted to **132**)], *Conochitina* sp. 1 *sensu* MULLINS & LOYDELL, 2001 [1 specimen (restricted to **132**)], *Conochitina* sp. A [4 specimens (restricted to **132**)]; further taxa are: *Lagenochitina* sp. 1 [2 specimens] and *Eisenackitina* sp. 1 [3 specimens].

Sample **133** (dark-grey to black, rusty weathering shale) from *Bed 11* yields *A. longicollis* [7 specimens], *C.* cf. *iklaensis* [1 specimen], *Conochitina* sp. B [1 specimen], *Sphaerochitina* sp. 2 [1 specimen], *Sphaerochitina* spp. [1 specimen], *Eisenackitina* sp. 1 [2 specimens], *Lagenochitinidae* indet. [4 specimens].

Samples **132** and **133** belong to the Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

The succeeding samples from *Beds 11F–19* of the Kok Formation provided only sporadic chitinozoans: in sample **136** (black limestone with shaly layers) from *Bed 13* one Ancyrochitininae indet. was found; in sample **56** from *Bed 13B* (red-brown limestone with layers of black shale) two *Bursachitina* sp. occur. *Bed 12B* and *12D* yield unidentifiable chitinozoans, the remaining samples are devoid of chitinozoans.

Summing up it should be noted that most of the chitinozoans which have been documented in the Kok Formation occur within their known stratigraphical ranges yet their distribution in the section is unusual: many are present in only one sample and/or their first appearance is relatively high in the succession. Taxa occurring exclusively in sample **46A** are: *E. dolioliformis, E.* cf. *inanulifera, Ancyrochitina* gr. *ancyrea, Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? and two specimens of *Cyathochitina* sp., a genus, whose LAD (last appearance datum) is probably in the uppermost Telychian. Exclusively present in sample **131** are *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? and *Conochitina leviscapulae*, and in sample **132** *C.* cf. *armillata, C.* cf. *elongata* und *C.* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001. All these taxa have their established FAD (first appearance datum) more or less far below the base of the Kok Formation and many rang into the lower Sheinwoodian. *Angochitina longicollis, Bursachitina conica* und *Eisenackitina causiata* are here represented with short stratigraphical ranges within the lowermost part of the sequence, while *Conochitina praeproboscifera* does not appear until samples **50** and **132**. *C.* cf. *elongata* [lower Aeronian–lower Telychian (PARIS, 1996: Fig. 6)] and *Conochitina* cf. *iklaensis* [upper Rhuddanian–lower Telychian (NESTOR, 2012: Figs. 2, 3)] occur here above their known stratigraphical ranges. However, LOYDELL et al. (2007: 228) stated that *C. iklaensis* might range into the basal Sheinwoodian (for the geographical and stratigraphical occurrences of the studied taxa see their descriptions in chapter "Systematic palaeontology").

Many of the typical upper Llandovery species are not present in the Kok Formation. In the lowermost part of the "Lower Shales and Ferruginous Limestones" (*Beds 9–11B*) particularly the Conochitinidae like *Belonechitina cavei* MULLINS & LOYDELL, 2001; *B. meifodensis* MULLINS & LOYDELL, 2001; *B. oeselensis* NESTOR, 2005; *Conochitina emmastensis* NESTOR, 1982b; *C. leptosoma* LAUFELD, 1974; *C. mathrafalensis* MULLINS & LOYDELL, 2001; *C. visbyensis* LAUFELD, 1974 are missing. The numerous Ancyrochitininae indet. with broken processes and Lagenochitinidae indet. may contain taxa such as *Ancyrochitina gutnica* LAUFELD, 1974; *A. primitiva* EISENACK, 1964; *Plectochitina magna* (NESTOR, 1982c); also *Ramochitina angusta* (NESTOR, 1982c) is not present, furthermore some representatives of the Desmochitinidae [i.e., *Bursachitina nana* (NESTOR, 1994), *B. nestorae* MULLINS & LOYDELL, 2001, *Calpichitina densa* (EISENACK, 1962)] were not recorded. Many of these species range into the Sheinwoodian.

In the upper part of the "Lower Shales and Ferruginous Limestones", the Lagenochitinidae are almost completely absent, such as *Ancyrochitina ansarviensis* LAUFELD, 1974; *A. mullinsi* NESTOR, 2005; *A. porrectaspina* NESTOR, 1994; *A. vikiensis* NESTOR, 1994; *Anthochitina primula* NESTOR, 1994; *Plectochitina pachyderma* (LAUFELD, 1974); *Ramochitina costata* (UMNOVA, 1981); *R. nestorae* GRAHN, 1995 and *R. ruhnuensis* (NESTOR, 1982c). In addition important species of the genus *Conochitina* such as *Conochitina acuminata* EISENACK, 1959; *C. flamma* LAUFELD, 1974 and *C. proboscifera* EISENACK, 1937 are missing. Only a few individuals of the Desmochitinidae are still present, but important taxa such as *Margachitina banwyensis* MULLINS, 2000 and *M. margaritana* (EISENACK, 1937) are lacking.

The above cited species have mainly been documented in Baltic and British localities (LOYDELL et al., 2003: Fig. 15; LOYDELL & NESTOR, 2005: Fig. 3; LOYDELL et al., 2010: Fig. 10; MULLINS & LOYDELL, 2001: Fig. 7; NESTOR, 1990, 1994, 1999: Fig. 10; 2005: Figs. 2–5; 2012: Fig. 2; RUBEL et al., 2007: Fig. 3). The absence of so many taxa from the "Lower Shales and Ferruginous Limestones" (*Beds 9–11B*) most probably is due to an unsuitable habitat for the chitinozoans, but also unfavourable conditions for the preservation of the chitinozoans may have eliminated some of them, as this obviously is the case in the succeeding "Kok Limestones" (*Beds 11C–19*) where chitinozoans are entirely missing.

The chitinozoan biozones

Due to the rapid evolution of many Silurian chitinozoans and their broad palaeogeographical distribution as a result of their planktonic mode of life, VERNIERS et al. (1995) were able to establish 17 global chitinozoan biozones for the whole Silurian of which three are partly or entirely referable to the Telychian (upper Llandovery): the *Eisenackitina dolioliformis*, the *Angochitina longicollis* and the *Margachitina margaritana* chitinozoan biozones. These Silurian chitinozoan biozones are interval zones, whose bases are defined by the first appearance of the index species and the tops by the first appearance of the index species of the succeeding biozone.

In order to improve the stratigraphical resolution of the chitinozoan biozones, numerous integrated studies on chitinozoans, graptolites and conodonts were carried out on lower Silurian successions during the following decades, mainly at localities from the former Baltica and Avalonia palaeocontinents [Eastern Baltic (numerous drill cores) and UK], but also from Laurentia, with the goal of corre-

lating the biozones of the three fossil groups important for biozonation (Dufka et al., 1995; Grahn, 1998; Loydell et al., 1998, 2003, 2007, 2010; Mullins, 2000; Mullins & Loydell, 2001, 2002; Vandenbroucke et al., 2003; Mullins & Aldridge, 2004; Loydell & Nestor, 2005; Rubel et al., 2007; Kiipli et al., 2010; Männik et al., 2015). Further papers illustrating the correlation of the chitinozoan biozones with the graptolite and/or conodont biozones were published by Verniers (1999); Nestor et al. (2002); Asselin et al. (2004); Nestor (2009, 2012); Kleffner & Barrick (2010); Kiipli et al. (2012).

***Eisenackitina dolioliformis* global Biozone** (Verniers et al., 1995: 657):

- *Definition of the base of the biozone*: First occurrence of *E. dolioliformis* Umnova, 1976, defined in the Kirikukula borehole (-49.3 m), Rumba Formation, Estonia (Nestor, 1984, 1990, 1994), referred to the upper part of the Aeronian (Kaljo, 1990).
- *Characteristic features of the biozone*: *E. dolioliformis* is generally abundant.
- *Accompanying species*: *Conochitina emmastensis*. Northern Gondwanan diagnostic taxa include *Plectochitina pseudoagglutinans*, *P. saharica*, *Conochitina edjelensis* and *C. vitrea*.
- *Distribution*: Northern Gondwana, Baltica, Avalonia, Laurentia, Southern China?

The top of this global biozone is defined by the first appearance of *Angochitina longicollis*, the index-species of the succeeding biozone. In Verniers et al. (1995: Fig. 2), the biozone approximately corresponds to the level of the *S. sedgwickii–S. crispus* graptolite biozones (upper Aeronian–lower Telychian). Furthermore, it is worth mentioning that – according to Figure 4 in the latter paper – the index-species was not present in most Northern Gondwana locations and that the biozone there was represented by diagnostic Northern Gondwana taxa.

Despite numerous detailed biostratigraphic studies during the following years it was not possible to entirely resolve the question concerning the exact age of the base and the top of this biozone. The oldest reported FAD of *E. dolioliformis* was in the upper *S. sedgwickii* graptolite biozone (uppermost Aeronian; Vandenbroucke et al., 2003: Fig. 8). Mullins & Aldridge (2004: Fig. 3) and Nestor (2009: Fig. 2) correlated it with the *S. guerichi* graptolite biozone (lowermost Telychian). Most frequently, however, there were references to the FAD of *E. dolioliformis* in the upper *S. turriculatus* graptolite biozone (Mullins & Loydell, 2002: Fig. 2; Loydell et al., 2003: Figs. 15, 17; 2010: Figs. 10, 16; Kleffner & Barrick, 2010: Fig. 9; Kiipli et al., 2010: Figs. 4, 5; Nestor, 2012: Figs. 2, 3) and the *D. staurognathoides* conodont biozone, respectively (Loydell et al., 2003: Figs. 15, 17; 2010: Figs. 10, 16; Kleffner & Barrick, 2010: Fig. 9; Kiipli et al., 2010: Figs. 4, 5); however, in the above mentioned studied sections in the literature frequently a hiatus has been encountered beneath that level.

The top of the *E. dolioliformis* biozone is predominantly correlated with the top of the *M. crenulata* graptolite biozone and the lower *P. a. angulatus* conodont biozone (lower *celloni* biozone), respectively. Only in Wales, does the *E. dolioliformis* biozone range into the *O. spiralis* graptolite biozone (Mullins & Loydell, 2001: Figs. 7, 8; 2002: Figs. 2, 5).

Nestor (2012: Figs. 2, 3) placed the base of the global *E. dolioliformis* biozone in the uppermost Aeronian while the base of the East Baltic *E. dolioliformis* biozone coincided with the Aeronian/Telychian boundary. However, in the latter case below the base of the biozone there was a gap comprising the sequence from the *S. sedgwickii* to the lower *S. turriculatus* graptolite biozones. The top of the *E. dolioliformis* biozone in both schemes was at the same level and correlated with the top of the *M. crenulata* graptolite biozone.

According to Loydell & Nestor (2005: 374), *E. dolioliformis* appeared in the East Baltic sections in the lowermost Telychian. It was numerously and continuously present in the lower Telychian, while in the upper Telychian and lower Sheinwoodian its occurrence was scarce and patchy.

***Angochitina longicollis* global biozone** (Verniers et al., 1995: 657):

- *Definition of the base of the biozone*: First occurrence of *A. longicollis* Eisenack, 1931, defined in the Rosendal borehole (-155 m), in the Lower Visby Beds, Gotland, Sweden, at a level referred to as middle or upper part of the Telychian (Laufeld, 1974).
- *Characteristic features of the biozone*: *Conochitina acuminata* and *Densichitina densa* appear within the biozone, *Conochitina proboscifera* may occur earlier (Verniers et al., 1995: 657).
- *Accompanying species*: Other diagnostic species of the biozone, i.e. *Angochitina macclurei*, occur on northern Gondwana.
- *Distribution*: Northern and western Gondwana, Baltica, Avalonia, Laurentia, Southern China.

The top of this global biozone is defined by the first appearance of *Margachitina margaritana* (Eisenack, 1937), the index-species of the succeeding global biozone. In Verniers et al. (1995: Fig. 2), the biozone approximately corresponds to the level of the *M. griestonensis–C. insectus* graptolite biozones (upper Telychian). It should be mentioned that – according to Figure 4 in the latter paper – the index-species was not present in most Northern Gondwana locations and the biozone there was represented by the characteristic or accompanying species.

During the following years, detailed studies of numerous lower Silurian sequences, frequently originating from drill cores and exhibiting graptolite and/or conodont biostratigraphical control, showed that the base of the *A. longicollis* chitinozoan biozone may be diachronous. In most of the investigated successions it was correlated with the base of the *O. spiralis* graptolite biozone and the lower part of the *P. a. angulatus* conodont biozone, respectively (Dufka et al., 1995: Fig. 4; Grahn, 1995: Fig. 5; Loydell et al., 2003: Figs. 15, 17; Vandenbroucke et al., 2003: Fig. 8; Mullins & Aldridge, 2004: Fig. 3; Loydell & Nestor, 2005: Fig. 3; Rubel et al., 2007: Figs. 3, 5, 8; Nestor, 2009: Fig. 2; 2012: Figs. 2, 3; Kiipli et al., 2010: Figs. 4, 5; Loydell et al., 2010: Figs. 10, 16; Männik et al., 2015: Figs. 3, 4, 9, 11). In Wales, however, the FAD of *A. longicollis* was located in the middle or upper *O. spiralis* biozone (Mullins & Loydell, 2001: Figs. 7, 8; 2002: Figs. 2, 5).

Also the definition of the upper boundary of the global *A. longicollis* biozone was problematical as it was based on the FAD of *Margachitina margaritana*, the index-fossil of the

succeeding global chitinozoan biozone whose appearance, however, seemed to be diachronous. The solution of this problem was complicated by the fact that in the drill cores of the East Baltic, which were important for the correlation between the chitinozoan, graptolite and conodont biozonal schemes, the crucial horizons of uppermost Telychian age were missing. Currently the top of the global *A. longicollis* biozone is correlated with the lowermost *C. insectus* graptolite biozone and the Upper *P. a. amorphognathoides* conodont biozone, respectively (uppermost Telychian) (Dufka et al., 1995; Mullins, 2000; Mullins & Loydell, 2001; Mullins & Aldridge, 2004; Nestor, 2005, 2012; Rubel et al., 2007; Kiipli et al., 2010), though *M. margaritana* was found sporadically already in the upper *O. spiralis* graptolite biozone (Grahn, 1995; Loydell & Nestor, 2005; Männik et al., 2015).

A. longicollis ranged into the Sheinwoodian. Most often its LAD has been reported from the *C. murchisoni* graptolite biozone, but at a few localities it was still present in the *M. riccartonensis* biozone (Nestor, 2005).

Margachitina margaritana **global biozone** (Verniers et al., 1995: 657):

- *Definition of the base of the biozone*: First occurrence of *Margachitina margaritana* (Eisenack, 1937), defined 5 cm above the base of the Buildwas Formation, Leasows section, Hughley Brook, Shropshire, Welsh Borderland, England, that is, at the global stratotype for the Llandovery/Wenlock boundary, at the very base of the Sheinwoodian (Mabillard & Aldridge, 1985).
- *Characteristic features of the biozone*: Large typical *Conochitina proboscifera*.
- *Accompanying species: Gotlandochitina corniculata*; in the lower part of the biozone the accompanying species are the same as in the *A. longicollis* Biozone, plus *Salopochitina monterrosae* (Cramer, 1969) (= *Salopochitina bella* Swire, 1990).
- *Distribution*: Northern and western Gondwana, Baltica, Avalonia, Laurentia.

The top of this global biozone is defined by the first appearance of *Cingulochitina cingulata* (Eisenack, 1937), the index-species of the succeeding global biozone. In Verniers et al. (1995: Fig. 2), the biozone approximately correlates with the level of the *C. centrifugus–M. belophorus* graptolite biozones (lower Sheinwoodian). According to Figure 4 in the latter paper, *M. margaritana* is widely distributed not only in Baltica, Avalonia and Laurentia but also in Northern and Western Gondwanan localities.

Numerous detailed biostratigraphical studies, mainly carried out in the East Baltic and in Great Britain, pointed over the following years not only to the onset of the *M. margaritana* biozone already in the uppermost Telychian (in contrast to the original assumption that its base is designating the Llandovery/Wenlock boundary), but also to its diachronous occurrence. At present, its base is usually assigned to the lowermost *C. insectus* graptolite biozone and the upper part of the *P. a. amorphognathoides* conodont biozone, respectively (Dufka et al., 1995; Mullins, 2000; Mullins & Loydell, 2001; Mullins & Aldridge, 2004; Nestor, 2005, 2012; Rubel et al., 2007; Kiipli et al., 2010); however, in rare cases, *M. margaritana* has been reported from the upper part of the *O. spiralis* graptolite biozone (Grahn, 1995; Loydell & Nestor, 2005; Männik et al., 2015). The top of the biozone is correlated with the *M. belophorus* graptolite biozone (lower Sheinwoodian) (Nestor, 2009: Fig. 2; 2012: Figs. 2, 3).

According to Mullins (2000), the stratigraphical range of *M. margaritana* is from the uppermost Telychian Stage (Llandovery Series) to the lower Homerian Stage (Wenlock Series).

In localities of the palaeocontinents Baltica and Avalonia which exhibit sequences of an age equivalent to the upper part of the global *A. longicollis* biozone (upper *O. spiralis*–lowermost *C. insectus* graptolite biozone), three further important chitinozoan biozones have been distinguished after the establishment of the global chitinozoan biozonation (Verniers et al., 1995).

The base of the lowermost of these biozones, the ***Conochitina proboscifera*** **biozone**, first identified by Nestor (1990), was defined by the first occurrence of *C. proboscifera* Eisenack, 1937 and it was correlated with the interval from the upper *O. spiralis* to the lowermost *C. lapworthi* graptolite biozone and approximately with the interval from the uppermost *P. a. angulatus* to the lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone, respectively. The diachronous nature of the FAD of the eponymous species, observed at several localities (Verniers et al., 1995: 657), has been denied by Loydell et al. (2003: 219) and Kiipli et al. (2010: 38) as they supposed that in past studies *C. proboscifera* might have been confused with the similar taxon *Conochitina praeproboscifera* Nestor, 1994 which, however, appeared much earlier. The *C. proboscifera* biozone has been reported particularly from the East Baltic investigation areas (Nestor, 1990, 1994, 2005, 2012; Loydell et al., 1998, 2003, 2010; Loydell & Nestor, 2005; Rubel et al., 2007; Kleffner & Barrick, 2010; Kiipli et al., 2010; Männik et al., 2015).

The base of the succeeding ***Conochitina acuminata*** **biozone**, identified by Mullins & Loydell (2001) was defined by the FAD of *C. acuminata* Eisenack, 1959, and the biozone was correlated with the lower *C. lapworthi* graptolite biozone and the lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone, respectively. It is well established in the Baltic area and in Great Britain (Mullins & Loydell, 2001, 2002; Vandenbroucke et al., 2003; Loydell et al., 2003, 2010; Mullins & Aldridge, 2004; Nestor, 2005, 2012; Rubel et al., 2007; Kiipli et al., 2010; Männik et al., 2015).

In Wales, the *C. acuminata* biozone is succeeded by the ***Margachitina banwyensis*** **biozone**, identified by Mullins (2000), which was correlated with the interval of the upper *C. lapworthi*–lowermost *C. insectus* graptolite biozone and the upper *P. a. amorphognathoides* conodont biozone, respectively; in the Baltic, this biozone has been identified only very rarely (Mullins, 2000; Mullins & Loydell, 2001; Nestor, 2005, 2012; Loydell & Nestor, 2005; Rubel et al., 2007). The top of the *M. banwyensis* biozone is formed by the base of the succeeding *Margachitina margaritana* chitinozoan biozone (see above).

In the Cellon section, the presence of *Angochitina longicollis* in samples **46A**, **49** and **133** from the lower part of the Kok Formation indicates the presence of the global *A. longicollis* chitinozoan biozone, whose base is correlated with the base of the *O. spiralis* graptolite biozone and with the low-

er part of the *P. a. angulatus* conodont biozone, respectively. Hence the stratigraphical data in the Cellon section are in good accordance with those in the East Baltic sections (LOYDELL et al., 2003; RUBEL et al., 2007; KIIPLI et al., 2010).

The conodont biozonation of the Silurian part of the Cellon section, originally established by WALLISER (1964), has been recently revised by CORRADINI et al. (2014). The lowermost part (*Bed 9*) of the Kok Formation, however, did not yield conodonts. Due to the documentation of the *A. longicollis* biozone from the basal *Bed 9* (sample **46A**) upward, also this part of the succession can be assigned to the *P. a. angulatus* conodont biozone (*P. celloni* superzone) with which the *A. longicollis* chitinozoan biozone is correlated (see above) [according to CORRADINI et al., 2014, the first *P. a. angulatus* appeared in *Bed 10B*, the first *P. celloni* in *Bed 10*].

Due to its peculiar chitinozoan assemblage, sample **46A** has to be briefly discussed again as it seems to be a particular case (see above). It is characterised not only by large numbers of individuals, but also by uncommonly numerous taxa, more than in all other samples. This may lead to the assumption that the dark-grey shale represents a highly condensed and "time-rich" rock in which an enrichment of chitinozoans took place. Furthermore it is remarkable that the sample yielded six specimens of *A. longicollis*, but 23 individuals of *Eisenackitina dolioliformis*, the index-species of the subjacent chitinozoan biozone [plus 6 specimens of *Eisenackitina* sp. 2 which is very similar to *E. dolioliformis* (both taxa are restricted to sample **46A**)]. It therefore could be possible that sample **46A** also represents at least the upper part of the *E. dolioliformis* chitinozoan biozone (*S. turriculatus*–top *M. crenulata* graptolite biozone = *D. staurognathoides*–lower *P. a. angulatus* conodont biozone), since LOYDELL & NESTOR (2005: 374) stated that *E. dolioliformis* is numerously and continuously present in the lower Telychian, while in the upper Telychian and lower Sheinwoodian its occurrence is scarce and patchy.

Further conspicuous horizons are the samples **50** (*Bed 10G*; uppermost *P. a. angulatus* biozone) and **132** (upper *Bed 10J*; lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozones) [there are no studied samples from the *P. a. lennarti* and *P. a. lithuanicus* biozones (*Bed 10H* and lower *Bed 10J*)]. These samples are characterised by the appearance of several *Conochitina* taxa (see above) which were missing in the lower part of the succession. In the Baltic area, this interval coincides with the *Conochitina proboscifera* chitinozoan biozone (approximately uppermost *P. a. angulatus* to lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone and upper *O. spiralis* to lowermost *C. lapworthi* graptolite biozone, respectively). However, *C. proboscifera* does not occur in the Cellon section, only the similar taxon *C. praeproboscifera*, which has its FAD in the upper Aeronian, is – exclusively – present in samples **50** and **132**. *C. proboscifera* was also missing in upper Telychian sequences of the Girvan area of Scotland (VANDENBROUCKE et al., 2003), and in the Prague Basin it did not appear below the lower Sheinwoodian *C. murchisoni* biozone (DUFKA, 1992). On the other hand, DUFKA et al. (1995) reported *C. proboscifera* from other localities in the Prague Basin ranging there from the *O. spiralis* biozone upward. Therefore LOYDELL & NESTOR (2005: 375) assumed that this widespread and common taxon may have a patchy distribution in the lower part of its range, although in the East Baltic it reliably occurs in uppermost Telychian and lowermost Sheinwoodian successions.

The upper part of the *P. a. amorphognathoides* conodont biozone (uppermost Telychian) which is also present in the Cellon section, elsewhere correlates with the *Conochitina acuminata* (lower *C. lapworthi* graptolite biozone), the *Margachitina banwyensis* (upper *C. lapworthi*–lowermost *C. insectus* graptolite biozone) and the lowermost part of the *Margachitina margaritana* chitinozoan biozones (from the lowermost *C. insectus* graptolite biozone upward). These index-fossils, however, could not be proven in the Kok Formation as chitinozoans are missing in this part of the succession.

The chitinozoan bearing lower part of the Kok Formation (samples **46A**–**133**/*Beds 9–11*) is therefore assigned to the global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone whose base is defined by the FAD of *A. longicollis* and the top by the FAD of *M. margaritana*, comprising an interval from the basal *O. spiralis* to the lowermost *C. insectus* graptolite biozone, this is from the lower *P. a. angulatus* to the upper *P. a. amorphognathoides* conodont biozone (upper Telychian).

The palaeogeographical affinities of the chitinozoans

Though many upper Telychian taxa are missing in the Cellon Section, the ones present still show close affinities to localities of the palaeocontinents ***Baltica*** (today represented for example in Estonia, Latvia, Sweden + Gotland, Oslo region/Norway) and ***Avalonia*** (Brabant Massif/Belgium, Wales, England, New Brunswick and Anticosti Island/eastern Canada), less distinctly also to those of ***Laurentia*** (Girvan area/Scotland, North Greenland, New York State and Nevada/USA) (for more detailed information concerning the geographical and stratigraphical occurrences of the studied taxa see their descriptions in chapter "Systematic palaeontology"). Species from the Cellon section such as *Angochitina longicollis*, *Bursachitina conica*, *Conochitina iklaensis*, *C. praeproboscifera*, *Eisenackitina causiata* and *E. dolioliformis* were numerous and wide-spread in the above mentioned palaeocontinents, but also remarkable taxa such as *Conochitina leviscapulae*, *Conochitina* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001, Euconochitina sp. 2 sensu NESTOR, 1994? and Euconochitina sp. 3 sensu NESTOR, 1994?, which were rather rare in Baltica and Avalonia occur in the Kok Formation.

Close relationship to ***Perunica*** (Prague Basin, Bohemia) in the upper Telychian (DUFKA, 1992; DUFKA et al., 1995) is indicated by the co-occurrence and the distinct resemblance of *A. longicollis, E. causiata* and *E. dolioliformis*, and furthermore by the presence of numerous poorly preserved Lagenochitinidae probably containing the genera *Ancyrochitina*, *Angochitina*, *Lagenochitina*, *Plectochitina, Sphaerochitina* and *Ramochitina* (DUFKA, 1992: 120), which is also a conspicuous phenomenon in the Cellon Section (sample **46A**; see above). *C. iklaensis* and *B. conica* (as *Conochitina malleus* and very similar to the studied individuals) occur in the Prague Basin as well: the former species, however, has its LAD there already at the Aeronian/Telychian boundary, the latter in the lower Telychian (DUFKA et al., 1995: Fig. 4). *Conochitina emmastensis* and *Margachitina margaritana* (the latter has its FAD in Bohemia at the base of the *C. insectus* graptolite biozone) are not present in the Cellon section, as well as *Conochitina proboscifera*, which according to DUFKA et al. (1995: Fig. 4) has its FAD within the *O. spiralis* graptolite biozone, while

this species at other localities in the Prague Basin does not appear before the lower Sheinwoodian (DUFKA, 1992). The presence of chitinozoans during the interval from the Wenlock–lower Ludlow is also different in both areas: while in the Cellon section in the upper part of the Kok Formation sporadically poorly preserved chitinozoans occur, coeval successions in Bohemia yield rich and diverse chitinozoan assemblages (KŘÍŽ et al., 1993; DUFKA, 1995).

Nearly no affinities of the upper Llandoverian chitinozoan populations from the Cellon section with those from ***Northern Gondwana*** localities are observed. Only *Conochitina armillata* and *C. elongata* occur there frequently but the latter species have been reported sporadically also from Baltica (Norway, Gotland, Estonia, Latvia) (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964; NESTOR, 1999; LOYDELL et al., 2003, 2010). The chitinozoan assemblages from Northern Gondwana usually show a different composition, where the typical taxa such as *Angochitina longicollis*, *Bursachitina conica*, *Eisenackitina dolioliformis*, *E. causiata*, *Conochitina praeproboscifera* are absent (HILL et al., 1985; PARIS, 1988a; GHAVIDEL-SYOOKI & VECOLI, 2007; PARIS et al., 2015a). PARIS et al. (1995: 86) calculated the coefficient of similarity for Aeronian chitinozoan assemblages from Northern Gondwana and Baltica and found that there was only a moderate to low relationship between the two chitinozoan populations. The similarity between the chitinozoans from Perunica and Northern Gondwana was also rather low. Hence, they concluded that the wide extent of the mid-European Rheic Ocean separating the palaeocontinents led to contrasting climatic zones on the northern and on the southern margins of this ocean. This could have affected the occurrence of those chitinozoans, which were less tolerant to temperature variations.

The above diagnosis concerning the close faunistic relationship of the chitinozoans from the Cellon Section particularly to those from Avalonia and Baltica is in accordance with the statement of SCHÖNLAUB & HISTON (2000: 20, 30), that the Silurian biota (e.g. bivalves, brachiopods, nautiloids, corals, trilobites, conodonts) of the Carnic Alps (which belonged to the Northern Gondwana derived Apulia Terrane) show close affinities to coeval faunas from Baltica, Avalonia and even Siberia. However, they mentioned as well close affinities to the faunas from southern, central and southwestern Europe, but, as stated above, this could not be proved for the chitinozoans (except to central Europe = Prague Basin), in part due to the lack of chitinozoan data from this time interval in the named regions. SCHÖNLAUB & HISTON (2000: 30, Fig. 13) suggested a palaeogeographical position for the Carnic Alps in the Silurian at 35° S. Also BRETT et al. (2009: 26) pointed to the possible vicinity of the Apulia Terrane with Laurentia, Baltica and Avalonia in late Telychian times due to the occurrence of similar environmental conditions in those areas (i.e., the deposition of ironstones). HISTON (2012: 242) emphasised the close affinity of Silurian nautiloid faunas from the Carnic Alps with those from Bohemia and Southwest-Sardinia and a Silurian palaeogeographically position of the Carnic Alps closer to Baltica than to Northern Africa. This was supported by data from other fossil groups and palaeomagnetic studies.

Conclusions

In the Cellon section, studies were carried out on the chitinozoan content of the Valbertad Formation (Katian), the Uqua Formation (late Katian–?basal Hirnantian), the Plöcken Formation (Hirnantian) and the Kok Formation (upper Llandovery–lower Ludlow). Only the Plöcken Formation and the lower part of the Kok Formation, which are separated by a large gap (Rhuddanian–lower Telychian), yield taxonomically and stratigraphically useful, but poorly preserved chitinozoans. The shallow-water environment (Plöcken Facies), in which the deposition of the Hirnantian and Silurian successions of the Cellon section took place, seems to have been unfavourable for the preservation of the chitinozoans up until the lower Ludlow. In the upper part of the section (upper Ludlow–lower Lochkovian; not discussed in this paper), however, the environmental conditions obviously improved as the chitinozoans' state of preservation is good to excellent. As written above, the reasons remain unclear for the complete absence of the chitinozoans in the successions below the Plöcken Formation.

The Plöcken Formation was deposited within a storm-dominated shallow-water environment during the melting of the North Gondwana ice-cap, which led to a global sea-level rise and subsequent transgression. In its lower part (*Bed 5*), the index-graptolite of the uppermost Ordovician graptolite biozone, *Metabolograptus persculptus*, occurs, as well as the *Hirnantia* brachiopod fauna, typical of the Kosov Brachiopod Province. The upper part of the succession (*Bed 7* and *8*) yields chitinozoan taxa such as *Tanuchitina elongata*, *Rhabdochitina* cf. *gracilis*, *Armoricochitina nigerica* and *Desmochitina minor*, which are assigned to the Hirnantian *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozone. This is one of the rare and remarkable cases that the Hirnantian age of the *T. elongata* biozone could be demonstrated by independent biostratigraphical data. The uppermost Hirnantian *Spinachitina oulebsiri* chitinozoan biozone, however, could not be proven, therefore this time interval may be missing in the Cellon section.

The chitinozoans of the Plöcken Formation show close affinities to those of the cold-water realm of the North Gondwana faunal province, though the palaeogeographical position of the Apulia Terrane, to which the Carnic Alps belonged and which in all likelihood was part of the Peri-Gondwana Terranes, was most probably not higher than 50° southern latitude. A short-term cold-water invasion in the course of the Hirnantian glaciation, which covered large areas of Northern Gondwana and which obviously caused the polar front to move far to the north into the temperate zone (probably as far as 40° S), may have affected the composition of the chitinozoan populations of the Plöcken Formation.

BOURAHROUH et al. (2004: 25) studied the chitinozoans of the Upper Ordovician Bou Ingarf section in the Central Anti-Atlas (Morocco), the type section of the *Ancyrochitina merga* and the *Tanuchitina elongata* chitinozoan biozones and they unfortunately based their biozones on incorrect zonal definitions:

> "The ***A. merga*** biozone was defined (PARIS, 1990) as the interval-range biozone between the FAD (first appearance datum) of *Ancyrochitina merga* and the FAD of *Tanuchitina elongata*, which is the index species of the succeeding biozone" (*instead of*: "total range zone" of *A. merga* in PARIS, 1990: 201).

"……the ***elongata*** biozone is now restricted to the interval-range biozone between the FAD of *Tanuchitina elongata* and the FAD of S*pinachitina oulebsiri*" [*instead of*: the interval-range zone between the LAD (last appearance datum) of *A. merga* and the FAD of *Spinachitina oulebsiri*].

This led to confusion concerning the base of the Hirnantian in this section, as it thus became located within the preglacial Lower 2nd Bani Shaly Member. However, if the zonal definitions are applied correctly (i.e., total range zone of *A. merga*), the discrepancies between sedimentological and palynological data disappear, as the base of the Hirnantian then coincides with the base of the Lower 2nd Bani Sandstone Member (i.e., Unit 1 of the glaciation related succession in Loi et al., 2010).

After a large gap which comprises most of the Llandovery (Rhuddanian–lower Telychian) the Kok Formation succeeds unconformably the Hirnantian Plöcken Formation. The strongly condensed, transgressive succession, deposited on a shallow to moderately deep, steadily subsiding shelf was frequently affected by sea-level changes creating an unfavourable environment for the preservation of the chitinozoans. The lower part (upper Llandovery) consists of an alternation of thin carbonatic layers and dark shale, from which the chitinozoans originated. The upper part (Wenlock–lower Ludlow) is mainly made up of nautiloid limestone and it is almost completely devoid of chitinozoans.

Chitinozoan taxa such as *Angochitina longicollis*, *Bursachitina conica*, *Eisenackitina dolioliformis*, *E. causiata*, *Conochitina* cf. *iklaensis*, *C. leviscapulae* and *C. praeproboscifera* are present in the succession from *Bed 9* to *Bed 11*, however, several important and wide-spread species are missing here, like *Calpichitina densa*, *Conochitina acuminata*, *C. emmastensis*, *C. proboscifera*, and *Margachitina margaritana*.

The studied chitinozoan assemblage indicates the global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone (upper Telychian), whose base is correlated with the base of the *O. spiralis* graptolite biozone and with the lower part of the *P. a. angulatus* conodont biozone, respectively. The top of this global chitinozoan biozone is defined by the first appearance of *M. margaritana* which correlates with the lowermost *C. insectus* graptolite biozone and the upper *P. a. amorphognathoides* conodont biozone (uppermost Telychian). The succeeding *M. margaritana* chitinozoan biozone, however, could not be proved in the Cellon section as no chitinozoans occur in the corresponding horizons.

Bed 9 from the base of the Kok Formation, from which no conodont data are available, can now be dated by the presence of the *A. longicollis* chitinozoan biozone as *P. a. angulatus* conodont biozone (*P. celloni* superzone).

Sample **46A** from the very base of the Kok Formation has to be mentioned since it is unique and differs from the succeeding samples revealing an unusually large number of taxa and individuals, among others a large number of *E. dolioliformis* (besides a low number of *A. longicollis*). This dark-grey shale seems to be highly condensed and "time-rich" and may possibly mask the upper part of the subjacent *E. dolioliformis* chitinozoan biozone (uppermost Aeronian–lower Telychian).

The chitinozoan populations of the lower part of the Kok Formation reveal close affinities to Baltica, Avalonia and Perunica (Prague Basin) and – less distinct – also to Laurentia, but almost none to Northern Gondwana. This is in accordance with the estimated position of the Apulia Terrane at 35° S in the Silurian, concluded from various macrofossil groups and lithology.

There is a noteworthy phenomenon in the studied lower part of the Cellon section that is of particular interest: *Bed 8*, the uppermost layer of the Plöcken Formation, contains a Hirnantian chitinozoan assemblage with a distinct relationship to the cold-water areas of Northern Gondwana, while the chitinozoans from the immediately succeeding *Bed 9*, i.e. the basal (upper Telychian) bed of the Kok Formation, are completely different and show close affinities to the warm-water environments of Baltica and Avalonia. This could be an indication of the northward drift of the Apulia Terrane from cold-water areas in the Hirnantian (Late Ordovician) towards the warm-water realms in the late Llandovery (early Silurian).

Systematic Palaeontology

General Remarks

The state of preservation of the studied chitinozoans is generally poor. They are frequently flattened, often showing different intensities of flattening on the same specimen, which made the recognition of the original shape of the vesicles and thus their taxonomic attribution difficult. Only very few chitinozoans are completely preserved, but in most a variably long part of the neck and/or the collarette is missing. Appendages are most often broken with only their basal part remaining; small sculptural elements such as granule or spines are frequently abraded and merely traces of their basalmost parts are visible. Sometimes a cover of amorphous organic material hampered the recognition of micro-ornamentation or the basal structures. The identification of the latter is generally difficult as the vesicle bases often are invaginated due to flattening or had been destroyed by internal and/or external imprints of crystals.

Consequently, due to insufficient data for specific characters, numerous taxa have been treated in open nomenclature. No synonymy lists can be given in the description of such taxa, because they are restricted to reliably identifiable species. The generation of the synonymy lists and the application of open nomenclature is based upon the recommendations of Granzow (2000).

The poor condition of the chitinozoans also hampered accurate measurements of the size of the vesicles. As on the one hand almost all of the specimens are missing a variably long portion of their upper parts and as on the other hand it seemed necessary to state the present vesicle sizes, also the lengths of broken specimens are cited, but marked by the symbol ">" ("larger than").

In addition, the measurement of the diameter of many vesicles turned out to be problematic due to the different degrees of flattening, frequently observed in one and the same specimen. Moreover, many individuals are partly infilled with framboids or crystals, others are distorted and/or folded. Thus, the choice of the proper coefficient of cor-

rection for the flattening often was rendered difficult as most vesicles are not completely flattened. Normally the correction coefficient for the diameter of completely flattened specimens is x 0.7. This coefficient in our cases is therefore frequently based on an approximation.

The abbreviations used in the list of vesicle dimensions in the descriptions of the taxa are adopted from PARIS (1981):

L = total length of the vesicle
Lp = length of the chamber
Dp = diameter of the chamber
lc = length of the neck
dc = diameter of the neck
$d_{apert.}$ = diameter of the aperture
$l_{coll.}$ = length of the collarette

The SEM investigations of the chitinozoans were made under a CAMBRIDGE STEREOSCAN 150, usually at 20 KV and 20 mm WD. The photographs were taken on an AGFA-PAN 25 PROFESSIONAL (15 Din) roll film. For the preparation of the plates the film negatives were digitised with the *CanoScan 9000F* of Canon.

The permanent slides (40 in number) containing the illustrated chitinozoans are stored in the collections of the Geological Survey of Austria, Vienna, under the numbers 2020/002/0001–0040. In these slides, the illustrated chitinozoans can be found by Englandfinder data, mentioned in the description of the illustrations on the plates.

List of discovered chitinozoans

Ancyrochitina gr. *ancyrea* EISENACK, 1931....p. 94.
Ancyrochitininae indet..... p. 93.
Angochitina longicollis EISENACK, 1959.... p. 95.
Armoricochitina nigerica (BOUCHÉ, 1965) .... p. 77.
Bursachitina conica (TAUG. & JEKH., 1964) sensu MULLINS & LOYDELL, 2001.... p. 69.
B. sp..... p. 71.
Calpichitina ? sp..... Pl. 4, Fig. 8 (without description).
Conochitina cf. *armillata* TAUG. & JEKH., 1960.... p. 78.
C. cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963.... p. 79.
C. cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b.... p. 80.
C. leviscapulae MULLINS & LOYDELL, 2001.... p. 82.
C. praeproboscifera NESTOR, 1994.... p. 83.
C. sp. A.... p. 84.
C. sp. B.... p. 84.
C. sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001.... p. 85.
C. sp. 1.... p. 86.
C. sp. 2.... p. 86.
C. sp. 3.... p. 87.
C. sp. 4.... p. 87.
C. ? sp..... p. 87.
Cyathochitina sp..... p. 97.
Desmochitina minor EISENACK, 1931.... p. 71.
Eisenackitina causiata VERNIERS, 1999.... p. 72.
E. dolioliformis UMNOVA, 1976.... p. 73.
E. cf. *inanulifera* NESTOR, 2005.... p. 75.
E. sp. 1.... p. 76.
E. sp. 2.... p. 76.
Euconochitina sp. 2 sensu NESTOR, 1994 ?.... p. 88.
E. sp. 3 sensu NESTOR, 1994?.... p. 88.
E. sp..... p. 89.
E. ? sp.... p. 89.
Lagenochitina sp. 1.... p. 97.
L. sp. (among *L.* sp. 1).... p. 97.
Lagenochitinidae indet..... p. 93.
Rhabdochitina cf. *gracilis* EISENACK, 1962.... p. 90.
Sphaerochitina sp. 1.... p. 98.
S. sp. 2.... p. 98.
S. spp..... p. 99.
Spinachitina sp..... p. 91.
Tanuchitina elongata (BOUCHÉ, 1965) .... p. 91.

Incertae sedis group Chitinozoa EISENACK, 1931

Order Operculatifera EISENACK, 1931

Family Desmochitinidae EISENACK, 1931, emend. PARIS, 1981

Subfamily DESMOCHITININAE PARIS, 1981

Genus Bursachitina TAUGOURDEAU, 1966, restr. PARIS, 1981

Bursachitina conica (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) sensu MULLINS & LOYDELL, 2001

(Pl. 4, Figs. 1–5)

Synonymy

1964 *Conochitina brevis conica* n. ssp. – TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, p. 858, Pl. III, Figs. 26–27.

non1967 *Euconochitina brevis conica* (TAUG. & JEKH.). – RAUSCHER & DOUBINGER, p. 316, Pl. III, Fig. 11.

non1968 *Euconochitina brevis conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY). – RAUSCHER, p. 54, Pl. 3, Fig. 1.

non1976 *Conochitina brevis conica* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY. – UMNOVA, Pl. II, Figs. 12, 13; Figs. 5d–f.

?1980 *Eisenackitina conica* (TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY), 1964. – ZASLAVSKAYA, p. 68, Pl. III, Fig. 7.

non1982 *Clavachitina conica* (TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1964). – TSEGELNYUK, p. 29, Pl. 1, Figs. 6, 7.

?1983 *Eisenackitina conica* (TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY), 1964. – ZASLAVSKAYA, p. 67, Pl. VII, Figs. 1–3; Pl. XV, Fig. 6.

2001 *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) n. stat., n. comb. – MULLINS & LOYDELL, p. 733, Pl. 1, Figs. 1–5; Pl. 2, Figs. 9–11 (***cum syn.***).

2002 *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY). – MULLINS & LOYDELL, Figs. 3b, c, d, g.

2003 *Bursachitina* sp. – LOYDELL et al., Fig. 16n.

2004 *Bursachitina* sp. – ASSELIN et al., Pl. 2, Figs. 20, 21.

2004 *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY). – MULLINS & ALDRIDGE, Pl. 1, Figs. 5–6.

2010 *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, sensu MULLINS & LOYDELL, 2001). – LOYDELL et al., Fig. 13a.

2015 *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY). – MÄNNIK et al., Fig. 6Z.

Material

Sample **46A**: Seven flattened specimens of which only one is complete.

Sample **47**: Twenty-five flattened specimens of which fifteen are complete. Moreover, there are numerous antiapertural fragments which resemble *B. conica* but taxonomically are not indicative enough to allow a positive assignment.

Sample **131**: One questionable flattened fragment.

Description

Chambers cono-ovoid with the maximum diameter within the lower half and the lowermost fourth of the chamber length; flanks slightly convex; base slightly convex or flat, frequently invaginated; basal margin usually sharply, occasionally broadly rounded; no unequivocal basal structure is visible due to flattening-related destruction and/or the invagination of the basal part of the chambers. Usually no flexure or shoulder developed, in rare cases a faint flexure on both or only on one side of the vesicle visible but without forming a neck. The aperture is surrounded by a thin, short, crenulate collarette. A disk-like operculum with a low narrow ridge along the outer border and with a short flange in antiapertural direction is located at the base of the collarette. The surface of the vesicle is smooth.

Measurements

Fifteen flattened specimens, many of them missing the collarette. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and $d_{apert.}$ = 0.7).

Lp = 106–241 µm

Dp = 52–90 µm

$d_{apert.}$ = 32–67 µm

Discussion

MULLINS & LOYDELL (2001: 733, Pl. 1, Figs. 1–5; Pl. 2, Figs. 9–11) provided a detailed description of *E. conica* which applies precisely to the fossils studied herein. The specimens illustrated in MULLINS & LOYDELL (2002: Figs. 3b, c, d, g) and in MULLINS & ALDRIDGE (2004: Pl. 1, Figs. 5, 6) are also very similar.

The occurrence of this species in the Cellon section is peculiar: the species is first recorded by a few specimens in sample **46A** about 80 cm below sample **47** (Text-Fig. 2), which contained a monospecific chitinozoan community of numerous *E. conica*. However, in sample **131**, taken c. 30 cm higher in the section, the species' last presence is documented by only one fragmented vesicle.

A great variety of chamber lengths was observed in the studied specimens, and there is also considerable variation in shape from almost cylindrical to conical outlines both of which in turn vary from wide to quite slender forms.

Regarding the affinities with other species described herein *Eisenackitina causiata* VERNIERS, 1999 has a similar shape to *E. conica*, but is differentiated from the latter in that the vesicle is covered by granules which can be connected by delicate ridges. *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976 differs from *E. conica* by the ornamentation of granules which are best developed in the lower half of the chamber and disappear towards the aperture. Comparison with *Eisenackitina* cf. *inanulifera* NESTOR, 2005 highlights in the latter contrasting features such as ornamentation of granules and delicate wrinkles and in addition the vesicles show a short cylindrical neck and more or less pronounced shoulders. Furthermore *Eisenackitina* sp. 1 is distinguished from the present species in that it is covered with tiny broad-based thorn-like sculptural elements and is smaller in dimension. Finally, *Eisenackitina* sp. 2 has a similar shape but in contrast shows an ornamentation of tiny broad-based spines and granules that are often connected by delicate short ridges whose density is very great around the basal margin and becomes reduced towards the aperture.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *B. conica* is recorded within the lowermost Kok Formation, Telychian in age [occurring in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) and in the upper part of *Bed 9* (sample **47** = c. 30 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*); present in *Bed 10A* (sample **131**): lower *P. a. angulatus* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

The geographical and stratigraphical distribution of *B. conica*, illustrated as transmitted light photomicrographs in TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY (1960); TAUGOURDEAU (1961); BEJU & DĂNET (1962) and TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY (1964) and included within the synonymy list in MULLINS & LOYDELL (2001: 736), is listed in the latter paper (p. 736).

Ocurrences of *B. conica* outside the Cellon section:
*) = included in the synonymy list in MULLINS & LOYDELL (2001: 733).

- *?Siberian Platform* [ZASLAVSKAYA, ***1980*** (questionably as *Eisenackitina conica*)]: Silurian.
- *Belgium* (Mehaigne Area) [VERNIERS, ***1982*** (as *Eisenackitina* sp. A; Figs. 8, 10)]: middle and/or late Llandoverian [Formation MB 3A]. *)
- *?Siberian Platform* [ZASLAVSKAYA, ***1983*** (questionably as *Eisenackitina conica*; Tab. 1)]: upper Llandovery.
- *Estonia, North Latvia* [NESTOR, ***1994*** (as *Conochitina* sp. 5; p. 42; Tab. 1)]: Adavere Stage [Rumba and lowermost Velise Formation, uppermost Dobele Formation and Degole Beds of the Jurmala Formation (Interzone II–*A. longicollis* chitinozoan biozone). *)
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA et al., ***1995*** (as *Conochitina malleus* nom. nud. VAN GROOTEL, Pl. 2, Figs. 3, 4 only; Fig. 4)]: upper Aeronian, lower Telychian [*M. sedgewickii* and *S. turriculatus* graptolite biozones]. *)
- *Wales* (Banwy River section) [MULLINS & LOYDELL, ***2001*** (p. 736, Text-Figs. 1, 7, 8)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Tarannon Shales Formation, Nant-ysgollon Shales Formation (*E. dolioliformis*–*S. bella* chitinozoan biozone = *S. crispus*–*C. murchisoni* graptolite biozone; ?*M. riccartonensis* graptolite biozone)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [MULLINS & LOYDELL, ***2002*** (Fig. 2)]: upper Llandovery [Tarannon Shales Formation (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone = *S. turriculatus* (*S. johnsonae* Subzone)–lower *O. spiralis* or possibly *M. crenulata* graptolite biozone)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (as *Bursachitina* sp.; Figs. 15, 17)]: Aeronian–Telychian [Dobele For-

mation–Jurmala Formation (*C. alargada*, *E. dolioliformis*, lower *A. longicollis* chitinozoan biozones)].

- *Eastern Canada* (NW New Brunswick) [Asselin et al., ***2004*** (as *Bursachitina* sp.)]: Telychian [Upsalquitch Formation].
- *Shropshire* (Hughley Brook = Leasows section) [Mullins & Aldridge, ***2004*** (Text-Fig. 2)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Purple Shales Formation–Buildwas Formation].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [Loydell et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage = Telychian (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera, lower C. acuminata* chitinozoan biozones = upper *S. turriculatus*–lower *C. lapworthi* graptolite biozone = *D. staurognathoides*–lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone).
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [Männik et al., ***2015*** (Fig. 3)]: Telychian (*A. longicollis* (?) and *C. acuminata* chitinozoan biozones).

Bursachitina sp.

(Pl. 4, Fig. 6)

Material

Sample **56**: Two flattened, poorly preserved, partly broken specimens.

Description

Chamber cono-ovoid with the maximum diameter at about the lowest third of the chamber length; no flexure or shoulder developed; flanks and base slightly convex, basal margin broadly rounded; no basal structure visible due to destruction of the corresponding area on the base. The aperture is surrounded by the remains of a collarette; an operculum is located at the base of the collarette. The surface is covered by a thin layer of amorphous organic material therefore it is not possible to specify the actual ornamentation, most probably it is smooth as no other sculptural elements are visible.

Measurements

One flattened, slightly damaged specimen. The value has been corrected (coefficient of correction for Dp = 0.7).

Lp = 176 µm

Dp = 96 µm

Discussion

The two poorly preserved representatives of *Bursachitina* sp. recorded from sample **56** of late Sheinwoodian age co-occur with a few specimens of Lagenochitinidae indet. described herein. Together these taxa represent the last documentation of chitinozoans within the Kok Formation marking a significant time gap in the Cellon section until their re-appearance in *Bed 20* within the lowermost Cardiola Formation (early Ludfordian).

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Bursachitina* sp. is recorded in the middle part of the Kok Formation, late Sheinwoodian in age [*Bed 13B* (sample **56**): *K. o. ortus* conodont biozone].

Genus Desmochitina Eisenack, 1931

Desmochitina minor Eisenack, 1931

(Pl. 1, Fig. 7)

Synonymy

2000 *Desmochitina minor* Eisenack, 1931. – Priewalder, Pl. 1, Fig. 2.

2008 *Desmochitina minor* Eisenack, 1931. – Vandenbroucke, p. 86, Pl. 3, Fig. 14 [see for remarks on synonymy].

Material

Sample **129**: One almost complete three-dimensional specimen.

Sample **45**: One fractured and deformed specimen.

Description

Chamber elongated ovoid, with the greatest diameter near the aperture; thus, shoulder distinctly developed. Flanks and base slightly convex, basal margin broadly rounded. Base devoid of any structure. Operculum in situ. Thin collarette, broken close to the rim of the operculum. Wall glabrous.

Measurements

One three-dimensional specimen almost completely preserved.

L = 86 µm

Dp = 54 µm

$d_{apert.}$ = 25 µm

Discussion

Only two specimens of *Desmochitina minor* were extracted from the strata of the Plöcken Formation: one is almost completely preserved (Pl. 1, Fig. 7), the description above is based on this form. The other specimen is deformed and broken.

According to Vandenbroucke (2008: 86), *D. minor* has only minor taxonomic value “due to its wide range in chamber morphology and glabrous surface”. However, Paris (1981: 123) and Elaouad-Debbaj (1984: 57) emphasised the need for reviewing Eisenack’s type material of this species under the SEM in order to identify potential morphotypes which most probably are included in the current definition and which seem to be responsible for the actual long stratigraphic range of *D. minor*.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Figs. 2, Tab. 1), *D. minor* is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 8* (samples **129, 45**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

D. minor is a long ranging Ordovician species that has been reported from all palaeocontinents. It disappears at the Ordovician/Silurian boundary.

Subfamily EISENACKITININAE Paris, 1981

Genus Eisenackitina Jansonius, 1964, restr. Paris, 1981

Eisenackitina causiata Verniers, 1999

(Pl. 4, Figs. 10, 11)

Synonymy

1982 *Eisenackitina* sp. C. – Verniers, p. 44, Pl. 5, Figs. 103–118, 119?; Pl. 6, Figs. 120–121.

1994 *Eisenackitina* sp. 1. – Nestor, p. 18, Pl. 25, Figs. 5–6.

1995 *Eisenackitina delioliformis* [sic] Umnova. – Dufka et al., Pl. 2, Figs. 6–8.

1999 *Eisenackitina causiata* sp. nov. – Verniers, p. 375, Pl. 1, Fig. 10.

1999 *Eisenackitina dolioliformis* Umnova, 1976. – Priewalder, Fig. 7.

2001 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Mullins & Loydell, p. 744, Pl. 3, Figs. 10, 12; Pl. 4, Figs. 1-6, 9 (***cum syn.***).

2002 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Mullins & Loydell, Figs. 3i–j.

2002 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Nestor et al., Pl. 1, Fig. 3.

2002 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Nestor, H. & Nestor, V., Pl. 1, Fig. 9.

2002 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Verniers et al., Pl. 1, Fig. 12.

2003 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Loydell et al., Fig. 16w.

2004 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Mullins & Aldridge, Pl. 1, Figs. 1–4.

2005 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Loydell & Nestor, Fig. 4j.

2005 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Nestor, Pl. 1, Fig. 13.

2010 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Loydell et al., Fig. 13d.

2015 *Eisenackitina causiata* Verniers, 1999. – Männik et al., Fig. 6l.

Material

Sample **46A**: Three flattened specimens.

Sample **131**: One fragment of the antiapertural part of the vesicle.

Description

Chambers cono-ovoid with the maximum diameter within the lowermost third of the chamber length; flanks and base slightly convex; basal margin broadly rounded; no unequivocal basal structure is visible due to flattening-related destruction or the invagination of the basal part of the chambers. No flexure and shoulder developed; in some specimens slight remains of a thin-walled collarette are present. The ornamentation consists of small granules which are connected to each other by short delicate ridges and are distributed in a consistent pattern over the whole vesicle, also at the base. The size and density of the granules can vary from specimen to specimen and when the size of the granules becomes strongly reduced or when they are eroded, the ridges then become the dominant feature giving the surface a wrinkled appearance (Pl. 4, Fig. 11).

Measurements

Two flattened specimens, probably missing the collarette. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and $d_{apert.}$ = 0.7).

Lp = 160–185 µm

Dp = 85–87 µm

$d_{apert.}$ = 49–62 µm

Discussion

The outlines of the studied vesicles coincide with those of the representatives of *Eisenackitina* sp. *C* in Verniers (1982: Pl. 5, Figs. 103–118; Pl. 6, Figs. 120–121) which subsequently were included within the synonymy list of the original description of *Eisenackitina causiata* by Verniers (1999). However, the maximum chamber length of 185 µm of the specimens from the Kok Formation exceeds the values of the Mehaigne chitinozoans (length 119–173 µm).

The morphological differentiation between *E. causiata* and *Eisenackitina dolioliformis* Umnova, 1976 as shown in Mullins & Loydell (2001: 746, Pl. 4) applies perfectly to the chitinozoans studied herein and is underlined by the striking similarity between the taxa from both localities (Pls. 4, 5).

In contrast to Wales (Banwy River section: Mullins & Loydell, 2001: Text-Fig. 7; Buttington Brick Pit: Mullins & Loydell, 2002: Text-Fig. 2), where *E. causiata* did not co-occur with *E. dolioliformis*, these two similar species occur together in the Kok Formation as they do in several localities of the Baltic area [e.g. Loydell et al., 2003: Fig. 15; 2010: Fig. 10; Loydell & Nestor, 2005: Fig. 3; Nestor, 2005: Figs. 2–5; Rubel et al., 2007: Fig. 3; Männik et al., 2015: Fig. 3].

In the Cellon section, *E. causiata* differs from *E. dolioliformis* Umnova, 1976 in having smaller granules which are typically connected by delicate ridges and distributed all over the vesicle, while in the latter species the ornamentation is best developed in the lower half of the chamber. Moreover, there the vesicles are longer and more slender. *Eisenackitina* cf. *inanulifera* Nestor, 2005 has a short cylindrical neck and somewhat pronounced shoulders and the ornamentation decreases in size towards the aperture. *Eisenackitina* sp. 1 has a similar shape but it is smaller and lacks the ornamentation of granulae and delicate ridges which is typical for *E. causiata*. *Eisenackitina* sp. 2 is larger than *E. causiata* and more slender, the sculptural elements, also consisting of granules and delicate short ridges, are smaller and very densely distributed around the basal margin showing decreasing density towards the aperture. The vesicles of *Bursachitina conica* (Taugourdeau & de Jekhowsky, 1964) have a similar shape, but are smooth.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *E. causiata* is recorded within the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [occurring in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*); questionable in *Bed 10A* (sample **131**): *P. celloni* conodont superzone/*P. a. angulatus* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Outside the studied area the species has been reported from many localities, mainly from the palaeocontinents of Baltica and Avalonia [for further quotations of the geographical and stratigraphical distribution of *Eisenackitina causiata* before 2001 see MULLINS & LOYDELL, 2001: 746]:

- *Belgium* (Brabant Massif, Mehaigne area) [VERNIERS, ***1982*** (as *Eisenackitina* sp. C; Figs. 3, 8)]: middle (or late?) Llandoverian–early Wenlockian [informal formations MB 2A–MB 4].
- *Estonia, North Latvia* [NESTOR, ***1994*** (as *Eisenackitina* sp. 1; p. 18, Tab. 1, Tab. 3)]: uppermost Adavere Stage [Velise and Jurmala formations], Jaani Stage [lowermost Trôlla Member] [*A. longicollis* chitinozoan biozone–Interzone IV].
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA et al., ***1995*** (as *E. delioliformis* [sic]; Fig. 4)]: Telychian [*M. crispus*–*O. spiralis* graptolite biozone].
- *Wales* (Builth Wells district) [VERNIERS, ***1999*** (Text-Fig. 3)]: Sheinwoodian [Dolfawr Mudstones Formation–Builth Mudstones Formation (*M. margaritana*–*C. cingulata* chitinozoan biozone = *C. centrifugus*–*P. dubius* graptolite biozone)].
- *Wales* (Banwy River section) [MULLINS & LOYDELL, ***2001*** (p. 746, Text-Figs. 1, 7)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Tarannon Shales Formation, Nant-ysgollon Shales Formation (possible *M. crenulata*–lower *O. spiralis* to *M. riccartonensis* graptolite biozone)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [MULLINS & LOYDELL, ***2002*** (Fig. 2)]: upper Llandovery–lower Wenlock [Tarannon Shales Formation, Trewern Brook Mudstone Formation (*A. longicollis*–*M. margaritana* chitinozoan biozone = middle? *O. spiralis*–*C. murchisoni* graptolite biozone)].
- *Northwest Gotland* (Ireviken 3 section) [NESTOR et al., ***2002*** (Fig. 1)]: uppermost Telychian [upper Lower Visby Formation].
- *Southwestern Estonia* (Ikla core) [NESTOR, H. & NESTOR, V., ***2002*** (Fig. 3)]: lower Sheinwoodian [Tõlla Member (Interzone IV)].
- *Belgium* (Brabant Massif, Ronquières-Monstreux area) [VERNIERS et al., ***2002*** (Fig. 3)]: uppermost Telychian–lower Sheinwoodian [Fallais Formation, Corroy Formation (global *M. margaritana* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: Telychian–lower Sheinwoodian [Jurmala Formation (upper *E. dolioliformis*, *C. proboscifera*, *M. margaritana* chitinozoan biozones, basal Interzone IV)].
- *Shropshire* (Hughley Brook = Leasows section) [MULLINS & ALDRIDGE, ***2004*** (p. 749, Text-Fig. 2)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Purple Shales Formation–Buildwas Formation].
- *Latvia* (Ventspils D-3 core) [LOYDELL & NESTOR, ***2005*** (Fig. 3)]: Telychian [*A. longicollis*–*C. proboscifera* chitinozoan biozone = lower–upper *O. spiralis* graptolite biozone].
- *West Estonia* (Viki, Kaugatuma, Ohesaare, Ruhnu cores) [NESTOR, ***2005*** (Figs. 2–5)]: Adavere Stage, Jaani Stage [Velise Formation, Riga Formation (*C. proboscifera, C. acuminata, M. banwyensis, M. margaritana* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone)].
- *Western Estonia* (Viirelaid core) [RUBEL et al., **2007** (Figs. 3, 5)]: Adavere Stage–lower Jaani Stage [Rumba Formation–lower Mustjala Member of the Jaani Formation (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone = lower *P. eopennatus* ssp. n. 1–lower Upper *P. bicornis* conodont biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage–lower Jaani Stage = Telychian–lower Sheinwoodian (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera, C. acuminata, M. margaritana* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone = upper *S. turriculatus*–*M. firmus* graptolite biozone = upper *D. staurognathoides*–*P. pennatus procerus* conodont biozone).
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [MÄNNIK et al., ***2015*** (Figs. 3, 4, 9, 11)]: Telychian–lowermost Sheinwoodian (*A. longicollis*–*M. margaritana* chitinozoan biozone = *O. spiralis*–*C. murchisoni* graptolite biozone = *P. a. angulatus*–*P. p. procerus* conodont biozone).

Eisenackitina dolioliformis UMNOVA, 1976

(Pl. 4, Figs. 7, 9; Pl. 5, Figs. 1, 2, 4)

Synonymy

1976 *Eisenackitina dolioliformis* n. sp. – UMNOVA, p. 405, Pl. 2, Figs. 20, 21.

?1982b *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Pl. 12, Figs. 3, 4.

1984 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Pl. 1, Figs. 6–8.

non1988 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – GRAHN, Fig. 16.

?1989 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – GRAHN & NØHR-HANSEN, Fig. 4i.

?1990 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Pl. 14, Fig. 14.

1992 *Eisenackitina brabantium* VAN GROOTEL. – DUFKA, Pl. 2, Figs. 8–10.

1994 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, p. 17, Pl. 25, Figs. 1–4.

non1995 *Eisenackitina delioliformis* [sic] UMNOVA. – DUFKA et al., Pl. 2, Figs. 6–8.

1995 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – GRAHN, Fig. 7o.

1995 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – VERNIERS et al., Fig. 5l.

1999 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Pl. 2, Fig. 11

2000b *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – SOUFIANE & ACHAB, Pl. 4, Fig. 9.

2000 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – PRIEWALDER, Pl. 1, Fig. 6.

2001 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – MULLINS & LOYDELL, Pl. 4, Figs. 7–8, 10–12.

2002 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA. – MULLINS & LOYDELL, Figs. 3e, h.

2002 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR et al., Pl. 1, Fig. 12.

?2002 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, H. & NESTOR, V., Pl. 1, Fig. 8.

2003 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – LOYDELL et al., Fig. 16r.

2003 *Eisenackitina dolioliformis*. – VANDENBROUCKE et al., Figs. 11m, n.

2004 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA. – ASSELIN et al., Pl. 2, Fig. 26, non Figs. 24, 25.

2005 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – LOYDELL & NESTOR, Fig. 4m.

2005 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Pl. 1, Fig. 4.

2008 *Eisenackitina dolioliformis*. – VANDENBROUKE et al., Figs. 8–10.

2010 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – LOYDELL et al., Fig. 12x.

2012 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976. – NESTOR, Fig. 4i.

2013 *Eisenackitina dolioliformis*. – DAVIES et al., Fig. 16d.

2015 *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA. – MÄNNIK et al., Fig. 6R.

Material

Sample **46A**: Twenty-three flattened specimens, most of them are partially fractured and missing the apertural part.

Description

Chambers cono-ovoid; wall thick, thinning towards the aperture; greatest diameter within the lowermost third of the chamber length; flanks straight or slightly convex; no flexure, no shoulder developed; basal margin broadly rounded; base flat or slightly convex; no conspicuous mucron visible, there is only a small, shallow, minor ornamented depression in the centre. At the aperture, the chamber flares into a short (c. 11 µm), thin walled, crenulate collarette. Occasionally, a thin operculum is present at the base of the collarette. The ornamentation around the basal margin and at the base is usually made up of granules and/or small cones which may vary in size from specimen to specimen, ranging from delicate to coarse and which are occasionally connected by delicate ridges. The ornamentation gradually decreases in size in the apertural direction culminating in delicate granulation and wrinkles within an area of variable extent around the aperture.

Measurements

Seven more or less complete, flattened specimens. Since the collarette frequently is missing, only the chamber-length is given, instead of the total length. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and $d_{apert.}$ = 0.7).

Lp = 182–259 µm

Dp = 85–101 µm

$d_{apert.}$ = 49–69 µm

Discussion

Eisenackitina dolioliformis UMNOVA, 1976 is a conspicuous taxon within the chitinozoan communities of the studied section, however, it has been found in only one sample. The vesicle shapes vary between relatively short and stout and long and slender, respectively, but a few of them are exceptionally slender (Pl. 4, Fig. 9). The latter character distinguishes these specimens from most other published representatives of this species. VANDENBROUCKE et al. (2008: Figs. 7, 10), however, illustrate a similar long and slender form from the Cwm-yr-Aethnen Formation in Wales.

MULLINS & LOYDELL (2001: 744) pointed out that in the past *E. dolioliformis* has been repeatedly confused with the similar taxon *Eisenackitina causiata* VERNIERS, 1999. Their morphological differentiation (MULLINS & LOYDELL, 2001: Pl. 4, Figs. 1–12) can be very well observed also in the studied chitinozoan community herein where both *E. dolioliformis* and *E. causiata* show remarkable similarities with their counterparts from Wales (Pls. 4, 5).

In contrast to Wales (Banwy River section: MULLINS & LOYDELL, 2001: Text-Fig. 7; Buttington Brick Pit: MULLINS & LOYDELL, 2002: Text-Fig. 2), where *E. dolioliformis* and *E. causiata* have successive stratigraphical ranges the two taxa occur together in the Cellon section which has also been proved in several localities of the Baltic region (e.g. LOYDELL et al., 2003: Fig. 15; 2010: Fig. 10; LOYDELL & NESTOR, 2005: Fig. 3; NESTOR, 2005: Figs. 2–5; RUBEL et al., 2007: Fig. 3; MÄNNIK et al., 2015: Fig. 3).

In the Cellon section, *E. dolioliformis* is distinguished from *E. causiata* by the ornamentation which in the latter species consists of small granules connected by short, delicate ridges forming thus an irregular pattern which is distributed invariably over the whole vesicle; moreover, the vesicles are shorter and less slender. *Eisenackitina* cf. *inanulifera* NESTOR, 2005 has a short cylindrical neck and somewhat pronounced shoulders, the ornamentation is different and is, beside granules, made up of delicate wrinkles, and the vesicles are generally shorter and less slender. *Eisenackitina* sp. 1 is smaller and is covered with tiny broad-based thorn-like sculptural elements. The shape and size of the vesicles of *Eisenackitina* sp. 2 are similar to *E. dolioliformis*, as is also the distribution of the ornamentation but it differs in the much finer and denser sculptural elements. *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) has a smooth vesicle.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *E. dolioliformis* is recorded within the basal part of the Kok Formation, Telychian in age, within only one sample [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Outside the studied area, *E. dolioliformis* has been identified mainly at locations belonging to the palaeocontinents of Baltica and Avalonia:

- *Baltic region* (Virtsu core: 38.6–41.0 m) [UMNOVA, ***1976*** (p. 406)]: Lower Silurian, Wenlockian Stage.
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA, ***1992*** (Tab. 1)]: Telychian (*M. crispus*–*M. spiralis* graptolite biozone.
- *Estonia, North Latvia* [NESTOR, ***1994*** (Tab. 1, Tab. 3)]: Late Raikülla Stage–Jaani Stage (Interzone II–*Conochitina* cf. *mamilla* Biozone).
- *Global chitinozoan biozonation* [VERNIERS et al., ***1995*** (Fig. 3)]: Uppermost Aeronian–lower Sheinwoodian (*E. dolioliformis*–upper *M. margaritana* chitinozoan biozone).
- *Subsurface Gotland* (Sweden) [GRAHN, ***1995*** (Fig. 5)]: uppermost Aeronian–Sheinwoodian (*M. sedgwickii*–*C. rigidus*

graptolite biozone) (see the remarks in MULLINS & LOYDELL, 2001: 770).

- *Belgium* (Brabant Massif; Saint-Antonius, Brewery Lust, Steenkerke boreholes) [VAN GROOTEL et al., ***1998*** (p. 135, 136)]: lower Telychian [*M. turriculatus* graptolite biozone].
- *Oslo region* [NESTOR, ***1999*** (Text-Fig. 10)]: upper Aeronian–uppermost Telychian [Rytteråker Formation, Vik Formation, Skinnerbukta/Bluflat Formation (*E. dolioliformis*–lower *M. margaritana* chitinozoan biozone)].
- *Central Nevada/USA* (Monitor Range) [SOUFIANE & ACHAB, ***2000b*** (Fig. 2)]: Lower Silurian [uppermost Hanson Creek Formation (uppermost *A. hansonica* chitinozoan biozone)].
- *Wales* (Banwy River section) [MULLINS & LOYDELL, ***2001*** (Text-Fig. 7)]: Telychian [Tarannon Shales Formation (*S. crispus*–*S. sartorius* graptolite biozone)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [MULLINS & LOYDELL, ***2002*** (Fig. 2)]: Llandovery [Tarannon Shales Formation (*S. turriculatus*/*S. johnsonae* Subzone–*S. crispus* or *S. sartorius* graptolite biozone)].
- *Northwest Gotland* (Ireviken 3 section) [NESTOR et al., ***2002*** (Fig. 1)]: uppermost Telychian–lowermost Sheinwoodian [upper Lower and lower Upper Visby formations].
- *Southwestern Estonia* (Ikla core), *northernmost Latvia* (Staicele core) [NESTOR, H. & NESTOR, V., ***2002*** (Figs. 2, 3)]: Telychian–lower Sheinwoodian [Rumba Formation, Velise Formation, Tõlla Member (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone–Interzone IV)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: Telychian–lower Sheinwoodian [Jurmala Formation (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone–basal Interzone IV = upper *S. turriculatus*–*M. firmus* graptolite biozone = uppermost *D. staurognathoides*–lower Upper *P. p. procerus* conodont biozone)].
- *Scotland* (Girvan area) [VANDENBROUCKE et al., ***2003*** (Tab. 2, Fig. 8)]: uppermost Aeronian–lower Telychian [Wood Burn Formation, Penkill Formation, Protovirgularia Grits, Lauchlan Formation, Drumyork Flags (upper *S. sedgwickii*–lower *O. spiralis* graptolite biozone)].
- *Latvia* (Ventspils D-3 core) [LOYDELL & NESTOR, ***2005*** (Fig. 3)]: Telychian [*A. longicollis*–*C. proboscifera* chitinozoan biozone = lower–upper *O. spiralis* graptolite biozone].
- *West Estonia* (Viki, Kaugatuma, Ohesaare, Ruhnu cores) [NESTOR, ***2005*** (Figs. 2–5)]: Adavere Stage [Velise Formation], Jaani Stage [Riga Formation] [*C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis*, *M. margaritana* chitinozoan biozones, Interzone].
- *Western Estonia* (Viirelaid core) [RUBEL et al., ***2007*** (Figs. 3, 5)]: Adavere Stage–lower Jaani Stage [Rumba Formation–lower Mustjala Member of the Jaani Formation (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis*, *M. margaritana* chitinozoan biozones = lower *P. eopennatus* ssp. n. 1–lower Lower *P. bicornis* conodont biozone)].
- *Wales* [VANDENBROUCKE et al., ***2008*** (p. 401, 403)]: Aeronian–Telychian [Cwm-yr-Aethnen Formation (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage = Telychian (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone = upper *S. turriculatus*–top *M. crenulata* graptolite biozone = upper *D. staurognathoides*–lower *P. a. angulatus* conodont biozone).
- *East Baltic* [NESTOR, ***2012*** (Figs. 2, 3)]: Telychian–lower Sheinwoodian [upper Rumba Formation, Velise Formation, lower Riga Formation (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. margaritana* chitinozoan biozones, Interzone = upper *S. turriculatus*–lower *M. riccartonensis* graptolite biozone)].
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [MÄNNIK et al., ***2015*** (Fig. 3)]: Telychian (*C. proboscifera–M. margaritana* chitinozoan biozone).

Eisenackitina cf. *inanulifera* NESTOR, 2005

(Pl. 5, Figs. 3, 6)

Material

Sample **46A**: Five flattened specimens, of which the aperturalmost part is damaged.

Description

Vesicles with an ovoid chamber and a short wide cylindrical neck. Flanks and base slightly convex, basal margin broadly rounded. Due to unfavourable preservation no mucron visible. Flexure and shoulder somewhat pronounced. The vesicle wall is covered by small granules which vary in shape, size and density, and/or short delicate wrinkles. The ornamentation tends to decrease in size towards the aperture.

Measurements

Two flattened specimens with damaged apertural parts. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and $d_{apert.}$ = 0.7).

Lp = 164–212 µm

Dp = 85–99 µm

$d_{apert.}$ = 74 µm

Discussion

The shape of *Eisenackitina* cf. *inanulifera* is quite similar to the specimens in NESTOR (2005: Pl. 1, Figs. 10–12), however, the development of the ornamentation is different: while in the latter it is most pronounced at the aboral part and the shoulders, the ornamentation of *Eisenackitina* cf. *inanulifera* shows a more or less distinct decrease in size from the basal margin towards the aperture. Furthermore, the maximum vesicle dimension of *E.* cf. *inanulifera* is a little larger than that in the original description (i.e. 190 µm).

In the Cellon section, *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976 differs from *E.* cf. *inanulifera* in the absence of neck and shoulders, the predominantly granulate ornamentation and the longer and more slender vesicles. *Eisenackitina causiata* VERNIERS, 1999 has no neck or shoulders and the ornamentation which is distributed invariably over the whole vesicle consists of small granules typically connected by delicate ridges. *Eisenackitina* sp. 2 has longer and more slender vesicles without neck and shoulders, and the granules and connecting ridges are smaller and denser giving the vesicle wall a rough appearance. *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) is smooth and lacks necks and shoulders.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *E.* cf. *inanulifera* is recorded within the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. cellon*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Ocurrences of *E. inanulifera* outside the Cellon section:

- *West Estonia* (Viki, Kaugatuma, Ohesaare, Ruhnu cores) [NESTOR, ***2005*** (Figs. 2–5)]: Adavere Stage, Jaani Stage = Upper Llandovery and Lower Wenlock [Velise, Riga and Jaani formations (*C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis* and *M. margaritana* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Fig. 10)]: Adavere–lower Jaani Stage [*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata* and *M. margaritana* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone].
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [MÄNNIK et al., ***2015*** (Figs. 3, 4, 9, 11)]: Telychian–lowermost Sheinwoodian (*A. longicollis*–*M. margaritana* chitinozoan biozone = *O. spiralis*–*C. murchisoni* graptolite biozone = *P. a. angulatus*–*P. p. procerus* conodont biozone).

Eisenackitina sp. 1

(Pl. 5, Figs. 5, 9)

Material

Sample **132**: Three three-dimensionally preserved, broken and abraded vesicles, apertural part partly destroyed.

Sample **133**: Two three-dimensionally preserved, broken and abraded vesicles, apertural part partly destroyed.

Description

Chamber cono-ovoid with the maximum diameter within the lowermost third of the chamber length; thin-walled; flanks slightly convex; base slightly convex or flat; basal margin broadly rounded; no basal structure visible due to damage of the central part of the base or coverage of this region with amorphous organic material; a faint flexure may be developed. Aperture wide and surrounded by a short, thin collarette; thin operculum at the base of the collarette. Formerly dense occurrence of tiny broad-based thorn-like sculptural elements of which only few have been preserved, most of them have been abraded to short delicate ridges which are distributed over the whole chamber including the base and the collarette.

Measurements

Four three-dimensionally preserved specimens, whose apertural areas are partly damaged.

Lp = 126–162 µm

Dp = 77–92 µm

$d_{apert.}$ = 56–61 µm *)

*) values from only two specimens.

Discussion

Eisenackitina sp. 1 is similar in shape and size to some representatives of *Eisenackitina* sp. 1 in MULLINS & LOYDELL (2001: 748, Pl. 5, Figs. 3, 4; not Figs. 1, 2, which are more slender and cylindrical) from the Banwy River section where the species ranges from the upper *C. centrifugus* to the ?*M. riccartonensis* graptolite biozone (uppermost Llandovery–lower Sheinwoodian), that means that they are a little younger than the fossils from the Kok Formation. However, the latter do not resemble *Eisenackitina* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL in MULLINS & ALDRIDGE (2004: Pl. 2, Figs. 3, 4; Pl. 3, Fig. 6) from the Llandovery/Wenlock boundary beds in the Hughley Brook section as the illustrated specimens there are more slender and cylindrical. *Eisenackitina* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001 in NESTOR (2005: Pl. 3, Fig. 5) from the Llandovery/Wenlock boundary beds in West Estonian drill cores has a wider aperture and is thus also more cylindrical.

In the Cellon section, the shape of *Eisenackitina* sp. 1 is similar to *Eisenackitina causiata* VERNIERS, 1999 but the latter is larger and shows a particular ornamentation of granulae connected by delicate ridges. *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) is larger and smooth.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Eisenackitina* sp. 1 is recorded within the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10J* (sample **132**) and *Bed 11A* (sample **133**): lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Eisenackitina sp. 2

(Pl. 5, Figs. 7, 8, 10; Pl. 6, Figs. 1–3)

Material

Sample **46A**: Six flattened specimens, three of them are missing the apertural part and/or the collarette.

Description

Chamber elongated ovoid, with the maximum diameter within the lowermost third of the vesicle length; walls thick, thinning towards the aperture; flanks slightly convex; no flexure and shoulder developed; basal margin broadly rounded; the base is more or less convex and frequently invaginated; no unequivocal basal structure is visible due to the flattening-related destruction and/or the invagination of the basal parts of the chambers. In any case, this structure most probably is not conspicuous, it may be only a small depression in the centre of the base. When preserved, a short flaring collarette (L ~11 µm) surrounding the aperture is thin-walled and crenulated (Pl. 6, Fig. 3). In one specimen an operculum was found in situ, which was protruding and cap-shaped (Pl. 5, Figs. 7, 10). The ornamentation consists of tiny broad-based spines and granules often connected by delicate short ridges. The density of the sculptural elements is very great around the basal margin and becomes reduced towards the aperture (Pl. 5, Fig. 8; Pl. 6, Fig. 2). The ornamentation is present also on the base and the collarette and gives the vesicle walls a rough appearance at minor magnifications.

Measurements

Four more or less complete, flattened specimens. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and $d_{apert.}$ = 0.7).

Lp = 191–248 µm

Dp = 82–98 µm

$d_{apert.}$ = 63–64 µm (values of two specimens)

$l_{coll.}$: 11 µm.

Discussion

Eisenackitina causiata VERNIERS, 1999 differs from *Eisenackitina* sp. 2 in having smaller and broader ovoid vesicles and in the greater size and lesser density of the sculptural elements which, moreover, are consistent over the whole vesicle.

The shape and size of the vesicles of *Eisenackitina dolioliformis* UMNOVA, 1976 from the Kok Formation is similar to that of *Eisenackitina* sp. 2, but it differs in the coarser and less dense ornamentation. The vesicles of *Eisenackitina* cf. *inanulifera* NESTOR, 2005 are shorter and less slender compared to *E.* sp. 2 and have a short cylindrical neck and a somewhat pronounced shoulder, and the ornamentation is a little coarser and less dense. *Bursachitina conica* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1964) has similar but smooth vesicles.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Eisenackitina* sp. 2 is recorded within the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Subfamily PTEROCHITININAE PARIS, 1981

Genus Armoricochitina PARIS, 1981

Armoricochitina nigerica (BOUCHÉ, 1965)

(Pl. 1, Figs. 1–6)

Synonymy

1965 *Cyathochitina hymenophora nigerica* n. subsp. – BOUCHÉ, p. 157, Pl. 2, Figs. 8, 12, 13.

non1971a *Cyathochitina hymenophora nigerica* BOUCHÉ, 1965. – DA COSTA, p. 83, Pl. XVII, Figs. 5–6.

non1971b *Cyathochitina hymenophora nigerica* BOUCHÉ, 1965. – DA COSTA, p. 241, Fig. 47.

1984 *Armoricochitina* aff. *armoricana* (RAUSCHER & DOUBINGER, 1967). – ELAOUAD-DEBBAJ, p. 52, Pl. 1, Fig. 7; Pl. 2, Fig. 23; Pl. 3, Figs. 4, 13, 22, 24; Text-Figs. 4a–c.

1985 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – MOLYNEUX & PARIS, Pl. 6, Figs. 9, 10; Pl. 7, Figs. 1–3.

1986 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – ELAOUAD-DEBBAJ, p. 38, Pl. 1, Figs. 6, 13–16; Pl. 3, Fig. 9; Text-Figs. 6, 7.

1988 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GRAHN, Fig. 4; Text-Fig. 1.

1988a *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS, p. 65, Text-Fig. 9.

1990 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS, p. 200–203, Text-Fig. 4.

?1992 *Armoricochitina nigerica* ? (BOUCHÉ, 1965). – GRAHN, p. 709, Fig. 7:1.

1992 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS, Text-Fig. 3.

1993 A*rmoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – SOUFIANE & ACHAB, Pl. 4, Fig. 1.

1995 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – AL-HAJRI, Pl. VII, Fig. 6.

1995 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – OULEBSIR & PARIS, Text-Figs. 5, 6.

1996 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS, Pl. 1, Fig. 2; Text-Fig. 2.

1996 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – STEEMANS et al., Pl. VII, Figs. 3, 4.

1999 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PRIEWALDER, Fig. 6.

2000 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PRIEWALDER, Pl. 1, Fig. 3.

2000a *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS et al., Text-Fig. 5.

2000b *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS et al., Pl. 1 Fig. i; Text-Fig. 2.

2001 *Armoricochitina* sp. cf. *A. nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – OTTONE et al., p. 101, Pl. 2, Fig. 10.

2001 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – SAMUELSSON et al., Fig. 3:1.

pars2002 *Armoricochitina* cf. *nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI & WINCHESTER-SEETO, p. 82, Pl. II, Fig. 10.

2004 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – BOURAHROUH et al., Pl. II, Fig. 2; Pl. III, Fig. 11; Text-Fig. 4.

2007 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS et al., Pl. 2, Figs. 5, 9; Text-Figs. 7, 8.

2008 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI, Pl. 7, Fig. 9.

2011a *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI et al., Fig. 3K.

2011b *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI et al., Pl. VIII, Figs. 2, 3.

2015b *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – PARIS et al., p. 81, Pl. I, Fig. 9; Pl. II, Fig. 1; Pl. III, Figs. 1, 4; Pl. V, Fig. 1; Text-Fig. 5.

2016 *Armoricochitina nigerica*. – GHAVIDEL-SYOOKI, Pl. 9, Figs. 6, 7, 12, 13.

2017 *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – AL-SHAWAREB et al., p. 342, Pl. 2, Fig. 5.

2017a *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI, Pl. III, Fig. 2.

2017b *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI, Figs. 9A, E, J, R, S, T.

2017c *Armoricochitina nigerica* (BOUCHÉ, 1965). – GHAVIDEL-SYOOKI, Pl. IX, Figs. 6, 7, 12, 13.

2018 *Armoricochitina nigerica*. – GHAVIDEL-SYOOKI & BORJI, Pl. VI, Figs. 1, 2.

2019 *Armoricochitina nigerica* BOUCHÉ, 1965. – OKTAY & WELLMAN, Pl. IX, Fig. 1.

Material

All of the studied vesicles are badly preserved, frequently compressed and fractured.

Sample **128**: Six specimens.

Sample **45**: Five specimens.

Description

Chamber ovoid, with the greatest diameter within the lower third of the chamber length. Flexure weakly developed, separating a very short cylindrical neck from the chamber. Neck provided with a short, thin, slightly flaring collarette. Shoulder inconspicuous. Basal margin broadly rounded. Below the greatest diameter, where the margin merges with the slightly convex base, a short carina arises. One three-dimensionally preserved specimen shows a shallow apical pit on the base and the fragment of an operculum with a thin flange in aboral direction, situated at the base of the collarette. Wall micro-granulated.

Measurements

Four fractured specimens, of which three are flattened and one is three-dimensionally preserved. The values of the flattened specimens have been corrected (coefficient of correction for Dp and dc = 0.7–0.9). The lengths of the carina and the collarette have not been measured as only fragments are present.

Lp = 119–151 µm

Dp = 74–99 µm

dc = 50–76 µm

Discussion

Most representatives of *Armoricochitina nigerica* in the Plöcken Formation are flattened and partly broken. Invariably, the carina is present only in fragments, but it is always easily recognisable. The collarette has also usually been removed. The typical microgranulation of the vesicle wall is well developed in some specimens, but due to erosion often only a few traces remained. The structure of the base is only visible on the single three-dimensionally preserved specimen, but because of imprints of crystals and adherent amorphous organic material merely an apical pit could be identified.

The shape and size of the studied specimens of *A. nigerica* vary considerably: short and stout specimens occur together with longer and more slender vesicles. This is in accordance with the results of biometric studies on numerous *A. nigerica* from a rock sample from the upper part of the Quwarah Member of the Quasim Formation (late Katian) in the Qusaiba core hole (north central Saudi Arabia) in Paris et al. (2015b: 81, Fig. 12), which show remarkable variations in the vesicle lengths. There, beside the classical vesicles known to date also numerous very long morphotypes were observed. The lengths of the chambers vary between 125 µm and 336 µm, and the cross plots show that the measured specimens all belong to the same species. In contrast, *A. nigerica* from the Plöcken Formation represents the original, that is the smaller morphotype.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *A. nigerica* is recorded within the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 7* (sample **128**); *Bed 8* (sample **45**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

According to Paris et al. (2015b), *A. nigerica* has been reported from late Katian and Hirnantian sequences at numerous locations in northern Africa, the middle East, in Iran, Turkey and southern and central Europe (for detailed information see Paris et al., 2015b: 81). Moreover, the authors emphasise the significance of this species for the reconstruction of a Northern Gondwana Palaeobiogeographic Province in the Late Ordovician, as *A. nigerica* does not occur on the northern margin of the Rheic Ocean. It is thus considered to be a "Polar" taxon.

Order Prosomatifera Eisenack, 1972

Family Conochitinidae Eisenack, 1931, emend. Paris, 1981

Subfamily CONOCHITININAE Paris, 1981

Genus Conochitina Eisenack, 1931, emend. Paris et al., 1999a

Conochitina cf. *armillata* Taugourdeau & Jekhowsky, 1960

(Pl. 6, Figs. 4–7, 11)

Material

Sample **132**: Six flattened specimens (one is questionable); all are missing variable parts of the vesicle.

Description

Vesicle thin-walled, slender, conical; in all specimens the apertural part is missing [for the characterisation of the questionable specimen (Pl. 6, Fig. 6) see under "Discussion"]. Flanks straight or slightly convex, slowly tapering towards the aperture; flexure and shoulder not developed. Basal margin broadly rounded, base distinctly convex and provided with a delicate mucron: a low membranous rim surrounds a relatively wide (~25 % of the vesicle diameter) flat central pit. The vesicle wall is smooth.

Measurements

The specimens are flattened and missing the distal part of their vesicles. As the degree of flattening is different in different vesicles, a coefficient between 0.7 and 0.95 for the correction of Dp has been applied; thus the vesicle diameters vary between 58 and 70 µm [except for the questionable example (Pl. 6, Fig. 6), see under "Discussion"].

The dimensions of the most characteristic specimen (Pl. 6, Fig. 5) are:

L = >288 µm

Dp = 60 µm

Discussion

One of the studied specimens (Pl. 6, Fig. 6) differs morphologically from the others: it shows a vesicle which has a significantly larger diameter (L = 253 µm, Dp = 90 µm) and is slightly inflated in the lower part resulting in a gentle flexure; it possesses a mucron like those in *C.* cf. *armillata*. This form resembles an illustration of *C. armillata* in Taugourdeau & Jekhowsky (1960: Pl. III, Fig. 45).

The remaining representatives of *C.* cf. *armillata* are more slender and slowly tapering towards the aperture. They show a certain similarity to the holotype of *C. armillata* (TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1960: Pl. III, Fig. 44) but are lacking the typical inflation of the lower part of the vesicle. However, the latter feature may possibly be obscured by the different degrees of flattening in one and the same vesicle.

On the other hand, the studied vesicles also resemble an individual from the Wenlock of Gotland in TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY (1964), named *Conochitina* cf. *armillata* (857; Pl. 4, Fig. 34), which lacks the distinct inflation and whose attributes were described as being intermediate.

C. cf. *armillata* has a similar outline to *Conchitina praeproboscifera* NESTOR, 1994, however, in the latter the base is only slightly convex and provided with a thickened ridge around a small central pit. *Conochitina* sp. A has a flat base and the mucron is a thickened ridge around a broad central pit. In *C.* cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b the vesicle is sub-cylindrical and lacks the mucron. *Conochitina* cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963 has a gentle constriction at about half-way along the vesicle length separating the sub-conical chamber from a long, broad, slightly widening neck, moreover the flat base lacks a mucron.

PARIS (1988a: 68) mentioned that "the total range of *C. armillata* is still unknown in terms of the British Llandoverian stages or of standard graptolite zones". This is still true. Moreover, the stratigraphical ranges of the individuals from the palaeocontinent of Baltica (TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1964; LOYDELL et al., 2010) differ considerably from those from North Gondwana locations (Wenlock vs. Llandovery; see below). Maybe they belong to different taxa because *C. armillata* seems not to be very well defined, as the species characteristics are based on light microscope investigations carried out in the early sixties.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *C.* cf. *armillata* is recorded within the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10J* (sample **132**): lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Below, the geographical and stratigraphical data of selected and unquestionably identified representatives of *C. armillata* are quoted. This species has been reported from both North Gondwana and Baltica, however, it seems to occur there at different times.

- *Algerian Sahara* [TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, ***1960*** (Fig. 2)]: Gothlandien (zone 5) [= "Middle-Upper" Llandovery according to PARIS (1988a: 68)].
- *Gotland* [TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, ***1964*** (Tab. 3)]: uppermost Llandovery–Wenlock [Upper Visby, Slite, Mulde beds].
- *Libya* (wells E1-81, D1-31, A1-81, A1-46) [HILL et al., ***1985*** (p. 27–28)]: middle-late Llandovery.
- *Northeast Libya* (central and southern Cyrenaica) [PARIS, ***1988a*** (Figs. 6, 7, 9)]: upper Aeronian–lower Telychian [*C. armillata–Cyathochitina* sp. B concurrent range chitinozoan biozone = *L. convolutus–S. turriculatus* graptolite biozone; *M. margaritana–Pt. deichaii* concurrent range chitinozoan biozone = *M. griestonensis* graptolite biozone].
- *Global level* [PARIS, ***1989*** (Fig. 174)]: lower Aeronian–lower Telychian [*M. argentus–M. griestonensis* graptolite biozone].
- *Northern Gondwana* [PARIS, ***1996*** (Text-Fig. 6)]: upper Aeronian–lower Telychian.
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 11, 16)]: upper Sheinwoodian–lower Homerian [upper *C. tuba*–upper *C. cingulata* and uppermost *C. cribrosa* chitinozoan biozones].
- *North Central Saudi Arabia* (Qusaiba type area) [PARIS et al., ***2015a*** (Figs. 6, 8, 9; as *C.* gr. *armillata*)]: upper Aeronian [Qusaiba Member of the Qalibah Formation (*A. hemeri* chitinozoan biozone = *L. convolutus–S. halli* graptolite biozone)].

Conochitina cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963

(Pl. 7, Figs. 2, 3)

Material

Sample **132**: One flattened specimen, missing the apertural part of the neck.

Description

Flattened vesicle with a subcylindrical chamber and a long broad slightly flaring neck of which the apertural part is missing. Flanks slightly convex (probably due to preservation); basal margin rounded, base almost flat, deformed by crystal imprints therefore no basal structure visible. The greatest diameter is just above the basal margin but due to the stronger flattening of the chamber above this area it has been apparently shifted toward the middle of the chamber length. The flexure is gentle, no shoulder developed. The neck widens slightly towards the aperture (Ø at its base = 58 µm; Ø at its uppermost part = 62 µm), it is long (45 % of the vesicle length) and broad with the value of its maximum diameter close to that of the maximum chamber diameter (66 µm). The vesicle wall is smooth.

Measurements

The flattened specimen is missing the apertural part of the vesicle. The flattening has been corrected (coefficient of correction for Dp = 0.8).

L = >261 µm

Dp = 66 µm

Discussion

Though the single representative of *Conochitina* cf. *elongata* is somewhat deformed by the infill of framboids and the different degree of vesicle flattening, its overall shape is similar to the holotype of *Conochitina edjelensis elongata* in TAUGOURDEAU (1963: 138, Pl. 3, Fig. 60) where the neck displays the mirror-inverted outline of the chamber. However, the present specimen is much longer than the value given in the original description of the subspecies (205 µm). Hence it is retained herein in open nomenclature.

Conochitina cf. *elongata* bears also a clear resemblance to an individual of *Conochitina edjelensis elongata* illustrated in HILL et al. (1985: Pl. 13, Fig. 11) and in PARIS (1996: Pl. 2, Fig. 11), respectively, as well as to an example of *Conochitina elongata* in PARIS et al. (2015a: Pl. 1, Fig. 9).

Conochitina cf. *armillata* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1960, *C.* cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b, *C.praeproboscifera* NESTOR, 1994 and *Conochitina* sp. A mainly differ from *C.* cf. *elongata* in the absence of a gentle constriction at about the half-way point of the vesicle length. Moreover, *C.* cf. *armillata, C. praeproboscifera* and *C.* sp. A possess a distinct mucron.

C. cf. *elongata* is a little younger than the stratigraphical range of most of the unquestionably identified *C. elongata* (Aeronian–lower Telychian; see below). However, in the Amazonas Basin this species also occurs in the upper Aeronian to lower Sheinwoodian sequence of the Lower Pitinga Formation (GRAHN, 2005: Fig.12). For further information concerning the stratigraphical range of *C. elongata* see BUTCHER (2013: 85).

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *C.* cf. *elongata* is recorded within the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10J* (sample **132**): lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

C. elongata has mainly been reported from the palaeocontinents of Gondwana and Baltica. Below, the geographical and stratigraphical data of selected and unquestionably identified representatives of this species are quoted.

- *Algerian Sahara* (Edjelé-Tiguentourine region) [TAUGOURDEAU, ***1963*** (p. 138; as *Conochitina edjelensis elongata*)]: middle–upper Llandovery.
- *Libya* (wells E1-81, D1-31, A1-81, A1-46) [HILL et al., ***1985*** (p. 27; as *Conochitina edjelensis elongata*)]: middle–late Llandovery.
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA et al., ***1995*** (p. 8, 9; as *Conochitina edjelensis elongata*)]: upper Aeronian–lower Telychian (*L. convolutus*, *S. sedgwickii* and *S. turriculatus* graptolite biozones).
- *Central Saudi Arabia* [PARIS et al., ***1995*** (Figs. 2, 4)]: Aeronian–lower Telychian [Qaliba Formation (*C. alargada*/*P. paraguayensis*–*S. solitudina*/*A. hemeri* concurrent range chitinozoan biozone)].
- *Northern Gondwana* [PARIS, ***1996*** (Text-Fig. 6; as *Conochitina edjelensis elongata*)]: lower Aeronian–lower Telychian.
- *Oslo region* [NESTOR, ***1999*** (Text-Fig. 10)]: Aeronian [Solvik, Rytteråker formations (upper *S. maennili*, *C. alargada*, *E. dolioliformis* chitinozoan biozones)].
- *Brazil, Paraguay* (Paraná Basin) [GRAHN et al., ***2000*** (Text.-Fig. 9)]: Aeronian (*C. elongata* total range chitinozoan biozone)].
- *Southwestern Estonia, northernmost Latvia* (Ikla, Staicele drill cores) [NESTOR, H. & NESTOR, V., ***2002*** (Figs. 2, 3, 4)]: upper Llandovery [Saarde (?), Rumba formations (*C. alargada* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: middle Aeronian [Dobele Formation (*C. alargada* chitinozoan biozone = upper *P. leptotheca*–lower *L. convolutus* graptolite biozone = *A. fluegeli* conodont biozone)].
- *Northern Brazil* (Amazonas Basin) [GRAHN, ***2005*** (Fig. 12)]: latest Aeronian–early Sheinwoodian [Lower Pitinga Formation (chitinozoan assemblage 2, 3)].
- *Northern Brazil* (Parnaíba Basin) [GRAHN et al., ***2005*** (Tabs. 1, 2)]: late Aeronian–early Telychian [Tianguá Formation (*P. tianguaense* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Raikküla Stage/Aeronian [*C. elongata*, *C. alargada* chitinozoan biozones = *D. triangulatus*–*L. convolutus* graptolite biozone = *A.? expansa*–*D. staurognathoides* conodont biozone].
- *North Central Saudi Arabia* (Qusaiba type area) [PARIS et al., ***2015a*** (Figs. 6, 8, 9)]: Aeronian–lower Telychian [Qusaiba Member of the Qalibah Formation (*A. qusaibaensis*, *A. macclurei*, *T. obtusa* chitinozoan biozones = *M. triangulatus*–*M. crenulata* graptolite biozone)].
- *Bohemia* (Prague Basin) [TONAROVÁ et al. ***2019*** (Text-Fig. 3)]: upper Aeronian [Želkovice Formation (*C. alargada* chitinozoan biozone)].

Conochitina cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b

(Pl. 6, Figs. 8–10; Pl. 7, Fig. 1)

Material

A total of thirty-one specimens have been identified. All of them are poorly preserved, predominantly flattened and partly filled with framboids, some are three-dimensionally preserved and all are missing variable amount of the upper part of the vesicle.

Sample **130**: Eight specimens.

Sample **50**: Two specimens.

Sample **132**: Twenty specimens.

Sample **133**: One specimen.

Description

Vesicle sub-cylindrical, slender; apertural part missing. Flanks straight or slightly convex, no flexure or shoulder developed; basal margin broadly rounded; base flat or slightly convex, no mucron present, and as the base is frequently deformed by crystal imprints or invaginated due to flattening, no basal scar was observed. The vesicle wall is smooth.

Measurements

All specimens are poorly preserved and missing the upper part of their vesicles; most of them are flattened and many are filled with framboids. The flattening has been corrected and as its degree was different in different vesicles, a coefficient of correction for Dp between 0.7 and 0.9 has been applied. The vesicle diameter thus varies between 52 and 70 µm; the dimensions of the two largest specimens (Pl. 6, Figs. 8, 9) are:

L = >311 µm

Dp = 61–65 µm

Discussion

Conochitina cf. *iklaensis* is the most frequent *Conochitina*-species occurring in the Kok Formation but due to the poor preservation of the material studied, it is left in open nomenclature.

According to NESTOR (1994: 31) the specific features of *Conochitina iklaensis* are inexpressive and are easily modified by less favourable preservational conditions; as one such characteristic the large size of the species was mentioned (L = 220–580 µm, average length = 400 µm), as well as a L/D ratio of 4:1 to 6:1. Although the examined vesicles are badly preserved and broken (only very few were longer than 200 µm) and their actual sizes and L/D ratios cannot be indicated, their outlines closely resemble the illustrated examples given in the original description of *Conochitina iklaensis* in NESTOR (1980b: 139, 142, Pl. III, Figs. 3–5); close similarity has also been observed with illustrations e.g. in NESTOR (1998: Pl. I, Figs. 4–5) and NESTOR (1999: Pl. I, Figs. 4–5). Moreover, the vesicle diameters of the studied material (52–70 µm) match the range of the values given in NESTOR (1994: 32: 45–70 µm) which is also the case regarding the value of the length of the most complete specimens here available (Pl. 6, Figs. 8, 9). Compared to examples of *C. iklaensis* in LOYDELL et al. (2007: Figs. 3a, e, f, h, i, k) from the lower Williamson Shale (New York State, USA; Llandovery), the vesicles from the Kok Formation are more slender and have a definite sub-cylindrical shape.

Conochitina cf. *armillata* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1960 differs from *C.* cf. *iklaensis* in having an elongated-conical vesicle and a distinctly convex base provided with a mucron. *Conchitina* cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963 has a slight constriction at about half-way along the vesicle length separating the sub-conical chamber from a long, broad, slightly widening neck. In LOYDELL et al. (2007: 228), the only distinctive feature between *Conchitina praeproboscifera* NESTOR, 1994 and *C. iklaensis* was the absence of a basal mucron in the latter species. However, in the material from the Kok Formation the outline of the two taxa is also different: *C. praeproboscifera* is a little more conical. *Conochitina* sp. A has a similar outline but a distinct broad mucron.

C. cf. *iklaensis* seems to be younger than the fossils from the Baltic region as (according to NESTOR, 2012: Fig. 2) *C. iklaensis* ranges there from the upper *B. postrobusta*–lower *E. dolioliformis* global chitinozoan biozone (upper Rhuddanian–lower Telychian). However, LOYDELL et al. (2007: 228) stated that identical morphotypes of this species have been recovered from the basal Wenlock Series at Hughley Brook, England (as *C. praeproboscifera* in MULLINS & ALDRIDGE, 2004) and that *C. iklaensis* therefore may be a long-ranging taxon.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *C.* cf. *iklaensis* is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [uppermost part of *Bed 9* (sample **130** = c. 25 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*); *Bed 10G* (sample **50**); *Bed 10J* (sample **132**); *Bed 11A* (sample **133**): *P. a. angulatus*–Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Below only the geographical and stratigraphical data of unquestionably identified representatives of this species are quoted (except the form from Anticosti Island mentioned in the synonymy list of NESTOR, 1994: 31).

- *Southwestern Estonia* [NESTOR, ***1980b*** (p. 142)]: upper part of the Raikküla Stage = Middle Llandovery [Ikla, Lemme, Staitsele Members of the Saarde Formation].
- *Canada* (Anticosti Island) [ACHAB, ***1981*** (p. 146, 147; as *Conochitina* cf. *C. iklaensis*)]: middle Llandovery [upper part of the Gun River Formation].
- *China* (Yangzi Region) [GENG & CAI, ***1988*** (Fig. 1)]: upper Aeronian [top of the Lojoping Formation–middle part of the Shamao Formation (*C. iklaensis*–*C. emmastensis* chitinozoan biozone = *S. sedgwickii* graptolite biozone)].
- *North Greenland* [GRAHN & NØHR-HANSEN, ***1989*** (p. 37; Fig. 2)]: middle Llandovery [Cape Schuchert Formation (chitinozoan assemblage 2 = *M. argentus*–*S. turriculatus* graptolite biozone)].
- *Global level* [PARIS, ***1989*** (Fig. 174)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [*C. cyphus*–*S. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Estonia* [NESTOR, ***1990*** (Tab. 2; Fig. 15)]: upper Rhuddanian–top Aeronian [*B. postrobusta*–*C. emmastensis* chitinozoan biozone = *H. acinaces*–*S. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA, ***1992*** (Tab. 1)]: Aeronian [chitinozoan assemblages C, D = *M. triangulatus*–*M. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA & FATKA, ***1993*** (Text-Fig. 1)]: upper Aeronian [Želkovice Formation (*M. triangulatus* graptolite biozone)].
- *Estonia, North Latvia* [NESTOR, ***1994*** (Tab. 1; Fig. 24]: uppermost part of the Juuru, Raikküla Stage = uppermost Rhuddanian–top Aerionian [*B. postrobusta*, *C. electa*, *A. convexa*, *C.* cf. *protracta*, Interzone II, *C. emmastensis* chitinozoan biozones = *C. cyphus*–*S. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Bohemia* (Prague Basin) [DUFKA et al., ***1995*** (Fig. 4)]: upper Rhuddanian–top Aeronian [*C. cyphus*–*S. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Subsurface Gotland* [GRAHN, ***1995*** (Fig. 5)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [*M. cyphus*–*M. sedgwickii* graptolite biozone].
- *Global chitinozoan biozonation* [VERNIERS et al., ***1995*** (Fig. 3)]: upper Rhuddanian–top Aeronian [*C. electa*, *S. maennili*, *C. alargada*, lower *E. dolioliformis* chitinozoan biozones].
- *Global occurrence* [PARIS, ***1996*** (Text-Fig. 6)]: upper Rhuddanian - uppermost Aeronian.
- *Belgium* (Brabant Massif) [VAN GROOTEL et al., ***1998*** (p. 135, 136)]: late Rhuddanian (Lichtervelde borehole); late Aeronian (Brewery Lust borehole; lower *E.dolioliformis* chitinozoan biozone).
- *East Baltic* (Viki, Ohesaare, Ventspils cores) [NESTOR, ***1998*** (Fig. 2)]: Late early Llandovery [*C. cyphus* graptolite biozone].
- *Sweden* (Skåne; Lovisefred drilling 1) [GRAHN, ***1998*** (Figs. 4, 15)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [*B. postrobusta*–*S. maennili* & *C. alargada* chitinozoan biozone = *C. cyphus* (*M. revolutus*)–*M. convolutus* graptolite biozone].
- *Oslo region* [NESTOR, ***1999*** (Text-Fig. 10)]: upper Rhuddanian–lower Telychian [Solvik, Rytteråker formations (*C. electa*, *C. maennili*, *C. alargada*, *E. dolioliformis*, lowermost *A. longicollis* chitinozoan biozones)].
- *Canada* (Anticosti Island; Jupiter River section) [SOUFIANE & ACHAB, ***2000a*** (Figs. 6, 7)]: upper Rhuddanian [Gun River Formation (upper *C. electa* chitinozoan biozone)].
- *Central Nevada/USA* (Monitor Range) [SOUFIANE & ACHAB, ***2000b*** (Fig. 2)]: Lower Silurian [uppermost Han-

son Creek Formation (uppermost *A. hansonica* chitinozoan biozone)].

- *Southwestern Estonia, northernmost Latvia* (Ikla, Staicele drill cores) [Nestor, H. & Nestor, V., ***2002*** (Figs. 2, 3, 4)]: upper Llandovery [Saarde (?), Rumba formations (*C. alargada*, lower *E. dolioliformis* chitinozoan biozones)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [Loydell et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: upper Rhuddanian–lower Telychian [upper Remte, Dobele, lower Jūrmala formations (*C. postrobusta*, *A. convexa*, *C. alargada*, lower *E. dolioliformis* chitinozoan biozones = *C. cyphus*–lower *S. crispus* graptolite biozone = upper *D. kentuckyensis*–lower *P. eopennatus* ssp. n. 1 conodont biozone)].
- *Northern Brazil* (Amazonas Basin) [Grahn, ***2005*** (Fig. 12; as *Euconochitina iklaensis*)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [Lower Pitinga Formation (chitinozoan assemblage 1)].
- *Northern Brazil* (Amazonas Basin) [Cuevas De Azevedo-Soares, ***2007*** (Fig. 2; as *Euconochitina iklaensis*)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [Lower Pitinga Formation (chitinozoan assemblage 1)].
- *Western Gondwana* [Grahn, ***2006*** (Figs. 6, 9; as *Euconochitina iklaensis*)]: upper Rhuddanian–upper Aeronian [*B. postrobusta*, *S. herringtoni* chitinozoan biozones].
- *New York State/USA* [Loydell et al., ***2007*** (p. 228, 230; Fig. 10)]: middle or late Telychian [lower Williamson Shale (*M. banwyensis* chitinozoan biozone)].
- *Western Estonia* (Viirelaid core) [Rubel et al., ***2007*** (Fig. 3)]: Lower Adavere Stage [uppermost Rumba Formation (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone = *P. eopennatus* ssp. n. 2 conodont biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [Loydell et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Raikküla Stage/Aeronian [*E. electa*, *S. maennili*, *C. elongata*, *C. alargada* chitinozoan biozones = ~20 m below the *D. triangulatus*–*L. convolutus* graptolite biozone = *A.? expansa*–*D. staurognathoides* conodont biozone].
- *East Baltic* [Nestor, ***2012*** (Figs. 2, 3)]: upper Rhuddanian–lower Telychian [upper *B. postrobusta*, *E. electa*, *S. maennili*, *C. alargada*, lower *E. dolioliformis* chitinozoan biozones = *C. cyphus*/*M. revolutus*–*S. crispus* graptolite biozone].
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [Männik et al., ***2015*** (Fig. 3)]: Aeronian (*S. maennili* chitinozoan biozone).

Conochitina leviscapulae Mullins & Loydell, 2001

(Pl. 8, Figs. 7, 8, 10)

Synonymy

2001 *Conochitina leviscapulae* sp. nov. – Mullins & Loydell, p. 754, Pl. 8, Figs. 2–6.

2002 *Conochitina leviscapulae* Mullins & Loydell. – Mullins & Loydell, Figs. 3f, 3k.

?2005 *Conochitina* cf. *leviscapulae* Mullins & Loydell 2001. – Nestor, Pl. 2, Fig. 7.

?2010 *Conochitina* cf. *leviscapulae* Mullins & Loydell. – Loydell et al., Pl. 2, Fig. 7.

2015 *Conochitina leviscapulae* Mullins & Loydell. – Männik et al., Fig. 6U.

Material

Sample **131**: Four flattened and fractured specimens, part of the necks missing.

Description

Completely flattened, fractured and deformed vesicles with a conical to ovoid chamber and a relatively short broad cylindrical neck of varying length. The apertural part of the necks is missing. Flanks slightly convex; basal margin sharp; base flat (invaginated), no basal structure visible. The greatest diameter is between a point near the base and the lower half of the chamber length. Shoulder and flexure are gentle but may be secondarily accentuated by the deformation of the vesicles. The vesicle wall is smooth.

Measurements

Two of the flattened and broken specimens seem to be missing only a short part of the neck. The flattening has been corrected (coefficient of correction for Dp and dc = 0.7).

L = >122–>124 µm

Dp = 81–94 µm (corr.: 57–66 µm)

dc = 45 µm (corr.: 32 µm)

lc = ~1/3 of vesicle length

Discussion

Though the preservation of the studied representatives of *Conochitina leviscapulae* is poor their taxonomic assignment is clear due to the distinct morphologic features of these fossils. However, they are small and belong to the lowermost segment of the range of the vesicle lengths in Mullins & Loydell (2001: 754: L = 130.1–276 µm). *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001 has a roughly similar outline but is much larger and in relation to the vesicle length much more slender; the flexure is less distinct. In addition, *Euconochitina* sp. 2 sensu Nestor, 1994? is larger and in relation to the chamber the neck is much longer. *Euconochitina* sp. 3 sensu Nestor, 1994? differs from *C. leviscapulae* by its greater vesicle length, its more slender conical chamber, the longer neck and the inconspicuous flexure.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *C. leviscapulae* is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10A* (sample **131**): Lower *P. a. angulatus* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Occurrences of *Conochitina leviscapulae* outside the Cellon section:

- *Wales* (Banwy River section) [Mullins & Loydell, ***2001*** (p. 754, Text-Figs. 1, 7, 8)]: upper Telychian [Tarannon Shales Formation, Nant-ysgollon Shales Formation (*S. crispus*–*C. insectus* graptolite biozones = *E. dolioliformis*–lower *M. margaritana* chitinozoan biozones)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [Mullins & Loydell, ***2002*** (Fig. 2)]: upper Llandovery [Tarannon Shales Formation (*S. crispus* or *S. sartorius*–middle or probably upper *O. spiralis* graptolite biozone = *E. dolioliformis*–*A. longicollis* chitinozoan biozone)].
- *West Estonia* (Viki, Kaugatuma, Ohesaare cores) [Nestor, ***2005*** (Figs. 2–5)]: Adavere Stage [Velise Formation (*C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis*, lower *M. margaritana* chitinozoan biozones)].

- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage/Telychian [*E. dolioliformis*–lower *A. longicollis* chitinozoan biozone = upper *S. turriculatus*–lower *O. spiralis* graptolite biozone = upper *D. staurognathoides*–upper *P. a. angulatus* conodont biozone].
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [MÄNNIK et al., ***2015*** (Figs. 3, 11)]: Telychian (upper *C. proboscifera* chitinozoan biozone, Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone).

Conochitina praeproboscifera NESTOR, 1994

(Pl. 7, Figs. 4–8, 10, 11)

Synonymy

1994 *Conochitina praeproboscifera* n. sp. – NESTOR, p. 35, Pl. 18, Figs. 4–8 (***cum syn.***).

1999 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR, 1994. – NESTOR, Pl. 1, Fig. 14.

2001 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR, 1994. – MULLINS & LOYDELL, Pl. 7, Figs. 1, 2, 6; Pl. 8, Figs. 11–14.

2002 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – MULLINS & LOYDELL, Figs. 3m, 3t.

2002 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR 1994. – NESTOR, H. & NESTOR, V., Pl. 1, Fig. 5.

2003 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – LOYDELL et al., Fig. 16y.

2004 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – MULLINS & ALDRIDGE, Pl. 6, Figs. 1, 2; Pl. 8, Figs. 3, 4, 10, 11, 13.

2007 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – LOYDELL et al., Figs. 3b–d, g, j.

2010 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – LOYDELL et al., Fig. 12w.

2015 *Conochitina praeproboscifera* NESTOR. – MÄNNIK et al., Fig. 6J.

Material

Each of the four recovered specimens is missing a variably long piece of the distal part of the vesicle.

Sample **50**: Three flattened specimens.

Sample **132**: One three-dimensional specimen.

Description

Vesicle relatively thin-walled, elongated-conical, with the greatest diameter at the basal margin; apertural part missing. Flanks straight or slightly convex, slowly tapering towards the aperture; in rare cases, a slight constriction may be present directly above the basal margin; no flexure or shoulder developed. Basal margin broadly rounded, base flat or slightly convex, provided with a distinct conical mucron: a thickened ridge with tapering sides (c. 5.4 µm high) surrounds a small central pit. The vesicle wall is smooth.

Measurements

All four specimens (three flattened and one three-dimensionally preserved) are missing the distal part of their vesicles. The vesicle diameters vary between 58 and 71 µm (coefficient of correction for Dp: 0.85 and 0.9).

The dimensions of the two largest specimens (Pl. 7, Figs. 5, 6) are:

L: >284–>307 µm

Dp: 68–71 µm

Discussion

Though the studied examples of *C. praeproboscifera* are poorly preserved, they clearly correspond to the original description of the species in NESTOR (1994: 35).

The outline of the vesicles in this taxon is quite variable and it is fairly similar to that of the younger and stratigraphically important species *Conochitina proboscifera* EISENACK, 1937, a fact which in the past, i.e. before the publication of the new species *C. praeproboscifera* in 1994, frequently led to erroneous specific attributions of the fossils concerned. However, *C. proboscifera* is easy to identify by its considerably thicker vesicle wall and shiny surface (NESTOR, 1994: 35). In addition, MULLINS & ALDRIDGE (2004: 762) distinguish *C. praeproboscifera* from *C. proboscifera* by the occurrence of a narrower vesicle with straight flanks tapering to the aperture, a thickened ridge along the basal margin and a central indentation instead of the prominent, membranous mucron of *C. proboscifera*. This characterisation also applies to the studied material except with regard to the basal structure: in the Kok chitinozoans the protruding conical mucron is a thickened ridge with tapering sides around a small central pit (Pl. 7, Fig. 4).

C. cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b differs from *C. praeproboscifera* in having a sub-cylindrical vesicle and the absence of a mucron. *Conochitina* cf. *armillata* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1960 has a similar outline but the base is more convex and the mucron is a low membranous rim around a flat central pit. *Conochitina* cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963 lacks a prominent mucron and the vesicle shows a gentle constriction at a point about half-way along the vesicle length, separating the sub-conical chamber from a slightly widening neck. In *Conochitina* sp. A, the vesicle is sub-cylindrical and the basal structure is a thickened rim surrounding a wide and fairly deep central depression.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *C. praeproboscifera* is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10G* (sample **50**); *Bed 10J* (sample **132**): *P. a. angulatus*–lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Outside the studied area the species has been identified mainly at localities belonging to the palaeocontinents Baltica, Avalonia and Laurentia:

- *Estonia, North Latvia* [NESTOR, ***1994*** (Tab. 1]: uppermost part of the Raikküla Stage - Adavere Stage [Rumba, Velise, Jurmala and Dobele formations (*C.* cf.*protracta*, *C. emmastensis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera* chitinozoan biozones)].
- *Sweden* (Skåne) [GRAHN, ***1998*** (Figs. 2, 9, 13, 15)]: upper Aeronian–upper Telychian [*S. maennili*, *C. emmastensis*, lower *A. longicollis* chitinozoan biozones = *L. convolutus*–*O. spiralis* graptolite biozone].
- *Oslo region* [NESTOR, ***1999*** (Text-Fig. 10)]: upper Aeronian–uppermost Telychian [Rytteråker, Vik, Skinnerbukta

formations (*E. dolioliformis*, *A. longicollis*, *C. proboscifera*, lowermost *M. margaritana* chitinozoan biozones)].

- *Wales* (Banwy River section) [MULLINS & LOYDELL, ***2001*** (Text-Figs. 1, 7)]: upper Telychian [Tarannon Shales Formation, basal Nant-ysgollon Shales Formation (upper *E. dolioliformis*, *A. longicollis, lower C. acuminata* chitinozoan biozones = possible *M. crenulata* or lower *O. spiralis*–*C. lapworthi* graptolite biozone)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [MULLINS & LOYDELL, ***2002*** (Fig. 2)]: upper Telychian [Tarannon Shales Formation (upper *E. dolioliformis*, *A. longicollis* chitinozoan biozones = possible *M. crenulata* or lower *O. spiralis*–middle or probably upper *O. spiralis* graptolite biozone)].
- *Southwestern Estonia* (Ikla core), *northernmost Latvia* (Staicele core) [NESTOR, H. & NESTOR, V., ***2002*** (Figs. 2, 3)]: Adavere Stage [Rumba Formation (upper *C. alargada*, *E. dolioliformis* chitinozoan biozones)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: upper Telychian [Jurmala Formation (*A. longicollis* chitinozoan biozone = *O. spiralis* graptolite biozone = upper *P. a. angulatus*–lower *P. a. lithuanicus* + *P. a. lennarti* conodont biozones)].
- *Shropshire* (Hughley Brook = Leasows section) [MULLINS & ALDRIDGE, ***2004*** (Text-Figs. 2, 3)]: lower Sheinwoodian [Buildwas Formation (upper *C. bouniensis*, lower *S. bella* chitinozoan biozones = ?*M. firmus* graptolite biozone)].
- *Latvia* (Ventspils D-3 core) [LOYDELL & NESTOR, ***2005*** (Fig. 3): Telychian [lower *A. longicollis* chitinozoan biozone = lower *O. spiralis* graptolite biozone].
- *New York* [LOYDELL et al., ***2007*** (p. 228, 230; Fig. 10)]: middle or late Telychian [lower Williamson Shale (*M. banwyensis* chitinozoan biozone)].
- *Western Estonia* (Viirelaid core) [RUBEL et al., ***2007*** (Fig. 3)]: Adavere Stage [Velise Formation (*A. longicollis*, lower *C. proboscifera* chitinozoan biozones = Lower *P. a. angulatus*–lower *P. a. lennarti* conodont biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage/Telychian [*E. dolioliformis*, *A. longicollis* chitinozoan biozones = *S. turriculatus*–lower *O. spiralis* graptolite biozone = *D. staurognathoides*–*P. a. angulatus* conodont biozone].

Conochitina sp. A

(Pl. 8, Figs. 1, 2, 4, 5)

Material

Sample **132**: Four three-dimensionally preserved specimens, all missing the apertural parts of the vesicles.

Description

Poorly preserved thin-walled sub-cylindrical to slightly conical vesicles of which all have lost their apertural parts; flanks straight, basal margin rounded; base flat, provided with a broad basal structure (comprising c. 50 % of the diameter of the base): a thickened (now almost completely abraded) rim surrounds a wide and fairly deep central depression; one example (Pl. 8, Fig. 2) seems to show the remains of a second circular ridge around a small central pit within this central depression. The vesicle wall is smooth.

Measurements

Each of the four three-dimensionally preserved specimens is missing the apertural part of the vesicle: the lengths of the fragments vary from 136–164 µm, their maximal diameters are 56–65 µm.

Discussion

The representatives of *Conochitina* sp. A are poorly preserved and obviously missing a considerable part of their vesicles therefore they are retained in open nomenclature. However, they exhibit a particular morphological feature which has not been observed in any other taxon of the studied chitinozoans: a large apical structure.

MULLINS & LOYDELL (2001) described in their new species *Belonechitina meifodensis* three morphological types of basal structure of which two (Pl. 10, Fig. 8: "broad central pit surrounded by a smooth ridge"; Pl. 10, Fig. 11: "double circular basal structure") strongly resemble the two types described herein under *Conochitina* sp. A (Pl. 8, Figs. 2, 5). However, the studied fossils have a smooth wall surface and a much smaller vesicle diameter.

Furthermore the "double circular basal structure" of *Conochitina* aff. *tuba* EISENACK, 1932, in MULLINS & ALDRIDGE (2004: Pl. 1, Fig. 14; Pl. 8, Fig. 14) and also the apical structure of *Conochitina tuba* in LAUFELD (1974: Fig. 36A) show a certain similarity to the basal structure in one specimen of *Conochitina* sp. A (Pl. 8, Fig. 2; unfortunately, the majority of the inner ridge is covered by amorphous organic material). The vesicle shapes and sizes, however, are different.

Conochitina sp. A differs from *Conochitina* cf. *armillata* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY, 1960 and from *C. praeproboscifera* NESTOR, 1994 by the distinct broad mucron. *C.* cf. *iklaensis* NESTOR, 1980b lacks a mucron as well as *C.* cf. *elongata* TAUGOURDEAU, 1963, which moreover is characterised by a gentle constriction at a point about half-way along the vesicle length.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Conochitina* sp. A is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10J* (sample **132**): lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Conochitina sp. B

(Pl. 7, Fig. 9)

Material

Sample **133**: One flattened specimen, of which part of the apertural area is missing.

Description

Flattened, thick-walled, subcylindrical (sack-like) vesicle of which the apertural part is missing; flanks slightly convex, basal margin is thickened and broadly rounded; base flat, no prominent basal structure visible; the vesicle wall is smooth.

Measurements

The flattened specimen is missing the apertural part. The flattening has been corrected (measurement at the basal margin; coefficient of correction for Dp = 0.9).

L = >207 µm

Dp = 97 µm

Discussion

The only available specimen of *Conochitina* sp. B shows different degrees of flattening along the vesicle axis thus its definite original shape is not unequivocally estimable (i.e., cylindrical vs. slightly conical).

Conochitina sp. B differs clearly from all other *Conochitina* taxa from the Kok Formation by its wider vesicle und thus its sack-like appearance, and its thick vesicle wall.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Conochitina* sp. B is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 11A* (sample **133**): Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Conochitina sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001

(Pl. 8, Fig. 6)

Synonymy

1967 *Conochitina edjelensis alargada* n. var. – Cramer, Pl. 2, Fig. 50 (according to Mullins & Loydell, 2001: 757).

2001 *Conochitina* sp. 1. – Mullins & Loydell, p. 757, Pl. 9, Figs. 1–4; Text-Figs. 3H–I.

2005 *Conochitina* sp. 1 (of Mullins & Loydell, 2001). – Loydell & Nestor, Fig. 4b.

Material

Sample **132**: One flattened but otherwise complete specimen.

Description

Slender, sub-conical chamber with slightly convex flanks that slowly taper towards a sub-cylindrical neck with straight aperture; length of the neck about one third of the vesicle length; flexure very gentle, no shoulder. The greatest diameter is at the lowermost fourth of the vesicle length; basal margin sharp, the base is invaginated and covered with amorphous organic material, therefore no statement concerning the basal structure is possible. The wall surface is smooth.

Measurements

One specimen measured. The vesicle is not completely flattened as it is partly filled with framboids. No correction of the flattening has been carried out.

L = 266 µm

Dp = 84 µm

dc = 47 µm

Discussion

This single specimen is unique and very easy to distinguish by its shape from all other *Conochitina* taxa recorded from the Kok Formation.

It is smaller than the taxon in Mullins & Loydell (2001: 757: 342–445 µm), but the description therein coincides with the morphology of the studied example from the Kok Formation which resembles Figure 3 on Plate 9 in Mullins & Loydell (2001) but is different from Figures 1 and 2.

Loydell & Nestor (2005: Fig. 5b) illustrate the taxon *Conochitina* sp. 1 (of Mullins & Loydell, 2001) which is very similar to the form from the Kok Formation but it is obviously smaller. In Text-Figure 3 the authors state that the identification is problematic: possibly because also this specimen shows similarity only to Figure 3 on Plate 9 in Mullins & Loydell (2001).

Conochitina leviscapulae Mullins & Loydell, 2001 has a roughly similar outline but is smaller and broader with a shorter neck and a more distinct flexure. *Euconochitina* sp. 2 sensu Nestor, 1994? is also smaller with a shorter and a little broader conical chamber and a much more distinct flexure. *Euconochitina* sp. 3 sensu Nestor, 1994? differs from *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001 by the smaller vesicle length and the more distinct flexure.

The representatives of *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001 from both Wales and Latvia are a little older than those from the Kok Formation (global *A. longicollis* chitinozoan biozone) as they are there restricted to the upper part of the *E. dolioliformis* chitinozoan biozone.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001 is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10J* (sample **132**): lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Ocurrences of *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001 outside the Cellon-section:

- *Spain* (Aralla, La Vid and El Tueiro sections) [Cramer, ***1967*** (as *Conochitina edjelensis*-long forms; Figs. 1–4)]: upper Llandovery–lower Wenlock [Formigoso–lower San Pedro Formation].
- *Wales* (Banwy River section) [Mullins & Loydell, ***2001*** (p. 757, Text-Figs. 1, 7)]: upper Telychian [Tarannon Shales Formation (*E. dolioliformis* chitinozoan biozone = possible *S. Sartorius*–lower *M. griestonensis* to *O. spiralis* graptolite biozones)].
- *Latvia* (Ventspils D-3 core) [Loydell & Nestor, ***2005*** (p. 370; Fig. 3)]: Telychian [upper Degole Beds of the upper Jūrmala Formation (upper part of the *E. dolioliformis* chitinozoan biozone)].

Conochitina sp. 1

(Pl. 2, Figs. 3, 4, 6, 7)

Material

All vesicles are missing the apertural part; they are somewhat flattened, but at least their basal areas are three-dimensionally preserved.

Sample **126**: One specimen.

Sample **128**: Five specimens.

Sample **129**: Seven specimens.

Description

Long, slender, conical vesicle, apertural part missing. Flanks straight, slightly tapering towards the aperture, no flexure, no shoulder; basal margin broadly rounded, merging into the hemispherical base. The base has an apical pit (~20 % of the diameter) which is surrounded by a low, narrow (abraded?) rim. Surface smooth.

Measurements

Six broken specimens, apertural parts missing.

L = >223–>286 µm

Dp = 52–61 µm

Discussion

The species is found in all of the fertile samples of the Plöcken Formation. Unfortunately, its preservation is rather poor. The antiapertural area is always three-dimensionally preserved, however, in many cases the remaining vesicle is flattened, with the flattening starting at any point from directly above the base. Moreover, the base frequently is damaged by imprints of crystals which have destroyed the basal structure.

Conochitina sp. 1 shows some similarities to *Conochitina rotundata* Paris et al., 2015b from late Katian–Hirnantian sequences in North Central Saudi Arabia. The features noted in common are the long slender vesicle and the hemispherical base, however, the specimens from the Plöcken Formation show slightly tapering flanks and a relatively small apical pit surrounded by an almost invisible rim instead of the large annular callus described in *C. rotundata*.

Conochitina sp. 2, which is also long and slender, is distinguished from *Conochitina* sp. 1 by its flat or slightly concave base.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Conochitina* sp. 1 is recorded in the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 5* (sample **126**), *Bed 7* (sample **128**) and base of *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Conochitina sp. 2

(Pl. 2, Figs. 8, 11, 12; Pl. 3, Figs. 1–4)

Material

All specimens are poorly preserved and missing a variable amount of the upper part of the vesicles; the zone around the basal margins shows no or only slight flattening while the remaining parts are more or less compressed; moreover, in many cases the vesicle walls have been deformed by internal growth of framboids.

Sample **128**: Nine specimens.

Sample **129**: Eight specimens.

Sample **130**: Eleven (reworked ?) specimens.

Description

Long, slender, subcylindrical to slightly conical vesicle with straight flanks, apertural parts missing. Basal margin rounded; base flat or slightly concave. The base shows a distinct apical pit (diameter about 10 µm), which is possibly surrounded by a low, narrow, now almost completely abraded rim. Wall smooth.

Measurements

Nine specimens, in which at least the basal area is three-dimensionally preserved; in all specimens variably long parts of the apertural area are missing.

L = up to 266 µm and above

Dp = 56–68 µm

Discussion

Due to the different types of preservation observed in one and the same specimen (three-dimensionally close to the base, flattened towards the aperture) it is difficult to estimate whether the vesicles are cylindrical or slightly conical. In a taxon devoid of other morphological characteristics this deficiency creates uncertainties in its assignment to an appropriate species or even genus.

The silhouette of the vesicles of *Conochitina* sp. 2 shows some similarities to *Tanuchitina elongata*, however, they differ by the absence of a carina. Also *Rhabdochitina* cf. *gracilis* is closely similar to *Conochitia* sp. 2 and they are not readily distinguished from each other: the basal margin of the former has a more rectangular appearance.

A relatively high number (eleven) of almost identical individuals of *Conochitina* sp. 2 is observed within sample **130** from the Telychian part of the Kok Formation (Pl. 3, Figs. 1–4). They show the same outline and dimension and also the typical apical pit. Due to the fact that a specimen of *Armoricochitina nigerica* (Bouché, 1965) is also documented in the same sample, it is possible that their presence is due to reworking from the Hirnantian strata.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tabs. 1, 2), *Conochitia* sp. 2 is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 7* (sample **128**); base of *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone] and – most probably reworked – in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [in the upper part of *Bed 9* (sample

130 = c. 25 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Conochitina sp. 3

(Pl. 2, Fig. 9)

Material

Three-dimensional vesicles, apertural parts missing.

Sample **128**: One specimen.

Sample **129**: Two specimens.

Description

Relatively broad conical vesicles, apertural parts missing. Flanks slightly tapering towards the aperture, straight to slightly sigmoidal, showing a gentle constriction in the lowermost part, just above the broadly rounded basal margin. Base flat, having a shallow apical pit. Surface smooth.

Measurements

Three broken three-dimensional specimens, variably long pieces of the apertural area are missing.

L = >144–>158 µm

Dp = 73–92 µm

Discussion

The vesicles are three-dimensionally preserved and broken, the length of the missing apertural parts and the morphology of the apertures are therefore unknown. The bases of the vesicles are partly covered with some organic matter and are deformed by imprints of crystals, however, one vaguely shows a shallow depression at its centre. The relatively broad-conical vesicles and the slight constrictions just above the broadly rounded basal margins distinguish this species from the remaining representatives of *Conochitina* documented in the Plöcken Formation.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Conochitina* sp. 3 is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 7* (sample **128**); base of *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Conochitina sp. 4

(Pl. 3, Figs. 7, 8)

Material

Sample **129**: One three-dimensional, broken vesicle.

Description

Relatively broad conical vesicle, apertural part missing. Flanks straight, slightly tapering towards the aperture, basal margin broadly rounded. Base slightly convex with a large low mucron (Ø c. 20 µm), giving the basal area in lateral view the appearance of a truncated cone. Surface smooth.

Measurements

One three-dimensional vesicle, apertural part broken.

L = >142 µm

Dp = 71 µm

Discussion

The vesicle is three-dimensionally preserved and broken, the length of the missing apertural part and the morphology of the aperture are thus unknown. The characteristic feature of this species is the slightly convex base with a low broad rim around a flat apical pit, by which it is distinguished from the remaining *Conochitina* species of the Plöcken Formation.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Conochitina* sp. 4 is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [base of *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Conochitina ? sp.

(Pl. 3, Figs. 5, 6)

Material

Sample **129**: One three-dimensional, broken vesicle.

Description

Relatively broad conical vesicle, slightly tapering towards the aperture; apertural part missing. Flanks straight, no flexure, no shoulder. In the lowermost fifth, the vesicle shows a slight widening. Basal margin acute-angled, but rounded, devoid of any structure. Base flat with a small shallow apical pit. Surface smooth.

Measurements

One three-dimensional specimen, apertural part missing.

L = >176 µm

Dp = 79 µm

Discussion

The overall shape of this species strongly resembles the outline of representatives of the genus *Spinachitina* Schallreuter, 1963, emend. Paris et al., 1999a, but the basal margin is lacking the spines. An explanation could be that the outer vesicle layer has been removed along with the spines, which is suggested by remnants of this layer still present on the base of the vesicle (Pl. 3, Fig. 6).

The outline of *Conochitina* ? sp. shows a vague similarity to *Cyathochitina kourneidaensis* in Bouché (1965: Pl. 2, Figs. 16–19) from the two "faunizones" A and B of late Ordovician age from a well in the Djado basin (Niger), as well as to *Spinachitina* cf. *kourneidaensis* (Bouché 1965) in Paris et al. (2015b: Pl. 1, Fig. 15) from upper Ordovician sequences, also in the Djado basin. However, the basal widening of *S. kourneidaensis* is obviously more pronounced.

Beside the conical shape and the smooth vesicle wall, the shallow apical pit on the base is the reason for the assignment herein of *Conochitina* ? sp. to the genus *Conochitina*

EISENACK, 1931, emend. PARIS et al., 1999a, and not to *Euconochitina* TAUGOURDEAU, 1966, emend. PARIS et al., 1999a, which according to the latter authors lacks such a structure.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Conochitina*? sp. is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [base of *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Genus Euconochitina TAUGOURDEAU, 1966, emend. PARIS et al., 1999a

Euconochitina sp. 2 sensu NESTOR, 1994 ?

(Pl. 8, Fig. 11)

Synonymy

1994 *Vitreachitina* sp. 2. – NESTOR, p. 50, Pl. 30, Figs. 5–6.

2003 "*Vitreachitina*" sp. 2 (of NESTOR, 1994). – LOYDELL et al., Fig. 16s.

Material

Sample **46A**: Two flattened and slightly folded specimens (one doubtful); part of the necks missing.

Description

Flattened and slightly folded, thin-walled vesicle with a subconical chamber and a broad, long neck of which the apertural part is missing. Flanks slightly convex; basal margin sharp; antiapertural edge of the chamber straight (base slightly invaginated), no basal structure visible; the greatest diameter is at about the lowermost third of the chamber length; both flexure and shoulder are gentle. The vesicle wall is smooth.

Measurements

Measurements are given from the better-preserved specimen only. The flattening has been corrected (coefficient of correction for Dp and dc = 0.7).

L = >148 µm

Dp = 81 µm (corr.: 57 µm)

Dc = 38 µm (corr.: 27 µm) = 47 % of the chamber diameter

lc = >55 % of the total length

Discussion

The taxon originally has been described as *Vitreachitina* sp. 2 by NESTOR, 1994, however, according to PARIS et al. (1999a: 570) this genus is a junior synonym of *Euconochitina* TAUGOURDEAU, 1962.

Only one unquestionable specimen of *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? is available. One of the main characteristics of this taxon in NESTOR (1994: 50) is its thin and semi-transparent wall. The shape of the studied vesicle is very similar to Figure 6 on Plate 30 in NESTOR (1994) and it is also thin-walled. However, it is opaque probably as a consequence of the epizonal overprint of the depositional area during the Variscan Orogeny (see chapter "Geological setting/The Carnic Alps"). Therefore, the identification of the taxon is provided herein with a question mark.

Euconochitina sp. 2 sensu NESTOR, 1994? differs from *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? in having a smaller vesicle length, a shorter and broader conical chamber and a distinct flexure. The shape of *Conochitina leviscapulae* MULLINS & LOYDELL, 2001 is similar, however, it is smaller and in relation to the chamber the neck is much shorter. *Conochitina* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001 is much larger and in relation to its length more slender and its flexure is less distinctive. *Sphaerochitina* sp. 1 looks slightly similar but is larger and has a spherical chamber.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? is recorded in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Ocurrences of *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994 outside the Cellon section:

- *Estonia, North Latvia* (Viki and Nagli cores) [NESTOR, ***1994*** (as *Vitreachitina* sp. 2; p. 50; Tab. 1)]: Adavere Stage [Dobele, Jũrmala and Velise formations (Biozone 7, 9 = Interzone II, *A. longicollis* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (as "*Vitreachitina*" sp. 2; Figs. 15, 17)]: lower Telychian [Jũrmala Formation (basal *E. dolioliformis* chitinozoan biozone = upper *S. turriculatus* graptolite biozone = upper *D. staurognathoides* conodont biozone)].

Euconochitina sp. 3 sensu NESTOR, 1994 ?

(Pl. 8, Fig. 3)

Synonymy

1994 *Vitreachitina* sp. 3. – NESTOR, p. 51, Pl. 30, Figs. 7–8.

Material

Sample **131**: Two flattened and fractured specimens (one doubtful); part of the necks missing.

Description

Completely flattened and partly broken vesicle with a slender conical chamber and a long broad cylindrical neck, the apertural part is missing. Flanks slightly convex (almost straight); basal margin at the lower left and right side of the chamber damaged; antiapertural edge of the chamber straight, no basal structure visible; shoulder inconspicuous, flexure gentle. The vesicle wall is smooth.

Measurements

Only the measurements of the better-preserved specimen are given. The flattening has been corrected (coefficient of correction for Dp and dc = 0.7).

L = >181 µm

Dp = 87 µm (corr.: 61 µm)

dc = 49 µm (corr.: 34 µm) = 56 % of the chamber diameter

lc = >39 % of the total length

Discussion

The taxon originally has been described as *Vitreachitina* sp. 3 by NESTOR, 1994, however, according to PARIS et al. (1999a: 570) this genus is a junior synonym of *Euconochitina* TAUGOURDEAU, 1962.

Only one unequivocal specimen of *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? is found. It is poorly preserved, nevertheless it strongly resembles the specimen in Figure 8 on Plate 30 in NESTOR (1994). Though its vesicle wall is thin, it is opaque instead of semi-transparent, which is a main characteristic of this species. However, this could very well be a secondary feature as the depositional area underwent an epizonal overprint during the Variscan Orogeny (see chapter "Geological setting/The Carnic Alps"). Due to this deficiency only an identification with a question mark is used.

Euconochitina sp. 3 sensu NESTOR, 1994? differs from *Euconochitina* sp. 2 sensu NESTOR, 1994? by the greater vesicle length, the longer and more slender conical chamber and the less distinct flexure. *Conochitina leviscapulae* MULLINS & LOYDELL, 2001 is smaller and broader and has a much shorter neck. *Conochitina* sp. 1 sensu MULLINS & LOYDELL, 2001 is larger and the flexure is much less distinct.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [*Bed 10A* (sample **131**): Lower *P. a. angulatus* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Ocurrence of *Euconochitina* sp. 3 sensu NESTOR, 1994? outside the Cellon section:

- *Latvia* (Nagli and Ventspils cores) [NESTOR, ***1994*** (as *Vitreachitina* sp. 3; p. 51; Tab. 1)]: Adavere Stage [lowermost part of the Degole Beds of the Jūrmala Formation (Biozone 9 = *A. longicollis* chitinozoan biozone)].

Euconochitina sp.

(Pl. 3, Figs. 10, 11)

Synonymy

2000 *Conochitina* sp. – PRIEWALDER, Pl. 1, Fig. 1.

Material

Sample **128**: One three-dimensional vesicle, apertural part missing.

Description

Slender conical vesicle with slightly tapering flanks, apertural part destroyed. The flanks show a sigmoidal outline caused by a gentle constriction in the lower part of the vesicle, just above the basal margin. Neck short and cylindrical, flexure and shoulder inconspicuous, basal margin acute-angled, but rounded. Base flat, without any apical structure. Vesicle wall microgranulated, best visible on the lowermost fourth of the vesicle.

Measurements

One almost complete three-dimensional vesicle.

L = >216 µm

Dp = 70 µm

dc = 45 µm

Discussion

Euconochitina sp. is a conspicuous species. Characteristic features are the slender conical vesicle, the sigmoidal flanks and the rounded angular basal margin. The precise vesicle length, however, is unknown as the apertural area is destroyed. The only ornamentation is the microgranulation of the vesicle wall and the small holes on the basal margin (Pl. 3, Fig. 11) are not scars of broken spines but the imprints of crystals such as those higher up on the vesicle surface.

The outline of *Euconochitina* sp. resembles *Euconochitina moussegoudaensis* PARIS in LE HÉRISSÉ et al. (2013) from the basal Tanezzuft Formation of latest Hirnantian or basal Rhuddanian age from the Moussegouda borehole in the Erdi Basin, northern Chad. This species also has a slender conical vesicle with sigmoidal flanks, however, it is smaller (L = 114–195 µm) and the basal margin seems to be more rounded. THUSU et al. (2013) presented *Euconochitina* cf. *moussegoudaensis* from the basal Tenezzuft Formation, occurring in two wells from the Kufra Basin, southeastern Libya. This taxon differs from *E. moussegoudaensis* in having a greater length (more than 200 µm and up to 230 µm). This indeed coincides well with the length of *Euconochitina* sp. described herein, however, concluding from the illustrations, the sigmoidal shape of the flanks in *Euconochitina* cf. *moussegoudaensis* seems to be less pronounced and only one specimen (Pl. X, Fig. 2) in THUSU et al. (2013) is roughly comparable with the studied individual.

The outline of *Euconochitina* sp. also resembles some representatives of the genus *Spinachitina* SCHALLREUTER, 1963, emend. PARIS et al., 1999a, such as *S. oulebsiri* PARIS et al. (2000a) or *S. verniersi* VANDENBROUCKE in VANDENBROUCKE et al. (2009), which are late Hirnantian taxa, predominantly found in strata from Northern Gondwana. However, there are no traces of spines on the basal margin of *Euconochitina* sp.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Euconochitina* sp. is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 7* (sample **128**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Euconochitina? sp.

(Pl. 2, Fig. 10)

Synonymy

2000 *Conochitina* sp. – PRIEWALDER, Pl. 1, Fig. 5.

Material

Sample **126**: One flattened vesicle.

Description

Cylindro-conical vesicle with gentle flexure and without shoulder. The cylindrical neck gradually merges into the slender conical chamber with straight flanks. Basal margin broadly rounded. The base of the chamber is invaginated, so its structure is invisible. The apertural area is partly damaged, therefore only small remnants of a thin collarette are present around the aperture. Surface sparsely covered with tiny granulae, with the greatest density observed around the basal margin.

Measurements

One flattened, otherwise almost complete specimen (coefficient of correction for Dp, dc = 0.7).

L = 239 µm

Dp = 69 µm

dc = 50 µm

Discussion

According to PARIS et al. (1999a), an *Euconochitina* species is distinguished from a conical *Conochitina* species by the absence of a mucron. As the conical chamber of *Euconochitina*? sp. is flattened and the base is invaginated, it is impossible to see whether there is a basal structure. Therefore, the species is assigned herein with reservation to the genus *Euconochitina*.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Euconochitina*? sp. is recorded in the lower part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 5* (sample **126**): *M. persculptus* graptolite biozone (?); *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Genus Rhabdochitina EISENACK, 1931

Rhabdochitina cf. *gracilis* EISENACK, 1962

(Pl. 2, Figs. 1, 2, 5)

Material

Broken vesicles, three-dimensionally preserved around the basal margin and somewhat compressed in apertural direction.

Sample **128**: Three specimens;

Sample **129**: Six specimens.

Description

Vesicles long, slender, cylindrical; flanks straight. Apertural parts broken. Base flat or slightly concave or convex, basal margins slightly rounded with a rather rectangular appearence in lateral view. A small apical pit is sometimes present in the centre of the base. Wall smooth.

Measurements

Seven specimens, of which at least the antiapertural part is three-dimensionally preserved; in all specimens variably long pieces of the apertural area are missing.

L = up to 356 µm and above

Dp = 56–67 µm

Discussion

The preservation of the specimens of *R.* cf. *gracilis* is poor, all are missing variably long parts of the apertural vesicle area. Some are entirely three-dimensionally preserved, others are somewhat flattened with the exception of the zone around the basal margin.

According to the original description of *Rhabdochitina gracilis* in EISENACK (1962: 307), this species is distinguished from the similar *R. magna* EISENACK, 1931 by its reduced length and diameter (Ø = 42–67 µm in *R. gracilis*, >80 µm in *R. magna*). In addition, ELAOUAD-DEBBAJ (1984: 60) and VANDENBROUCKE (2008: 26) consider that the diameter is the main and only distinguishing feature: less than 80 µm in *R. gracilis*, more than 80 µm in *R. magna*. Due to the diameter being smaller than 80 µm, the specimens from the Plöcken Formation are attributed herein to *R. gracilis*, however, because of their poor preservation they are retained in open nomenclature.

Conochitina sp. 2 closely resembles *R.* cf. *gracilis*, its basal margin, however, is more rounded without the rectangular appearance of the basal margin area.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *R.* cf. *gracilis* is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [*Bed 7* (sample **128**) and basal *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

R. gracilis has a wide geographical and stratigraphical distribution. A selection of the numerous records of this species is given below [for further information concerning its distribution refer to GRAHN (1980: 36) and ELAOUAD-DEBBAJ (1984: 60)]:

- *Normandy* (RAUSCHER & DOUBINGER, ***1967***, ***1970***; RAUSCHER, ***1973***): Llanvirn (Schistes à Calymène).
- *Montagne Noire* (RAUSCHER, ***1968***): Arenig.
- *Morocco* (ELAOUAD-DEBBAJ, ***1984***): Ashgill (Upper Ktaoua–Lower 2nd Bani Formation).
- *Morocco* (ELAOUAD-DEBBAJ, ***1986***): uppermopst Caradoc–early Ashgill (Agadir-Tissinnt Member of the Lower Ktaoua Formation).
- *Morocco* (SOUFIANE & ACHAB, ***1993***): late Ashgill (Assemblage E).
- *Algerian Sahara* (OULEBSIR & PARIS, ***1995***): Llanvirn (Membres des Argilles d'Azzel of the Formation Argilo-Gréseuse de Hassi Touareg).
- *Central Saudi Arabia* (PARIS et al., ***2000b***): Llanvirn (Assemblage 4, i.e. the Hanadir Member of the Qasim Formation).
- *Morocco* (BOURAHROUH et al., ***2004***): Caradoc to late Ashgill (Lower Ktaoua–Lower 2nd Bani Formation).
- *Northern England* (VANDENBROUCKE et al., ***2005***): Onnian (Dufton Shale Formation).
- *Baltoscandia* (HINTS & NÕLVAK, ***2006***): Hunneberg to Porkuni Stages.
- *Belgium* (Condroz Inlier) (VANMEIRHAEGHE, ***2007***): late Sandbian–early Katian (Sart Bernard Formation).
- *Iran* (GHAVIDEL-SYOOKI, ***2008***): late Katian–late Hirnantian (Goran Schists, Unit I, II).

- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [Männik et al., ***2015*** (Fig. 2)]: Upper Ordovician/Kukruse Stage (*L. stentor* chitinozoan biozone), Porkuni Stage (?).
- *Northwest Saudi Arabia* (wells 180-3, 180-4) [Al-Shawareb et al., ***2017*** (Figs. 8, 9)]: Upper Ordovician (Katian) [upper part of the Quwarah Member of the Qasim Formation (*A. merga–T. elongata* chitinozoan biozone = *T. ontariensis* Assemblage–*T. elongata* Partial Range Subzone)].
- *Iran* (Alborz Mountains) [Ghavidel-Syooki, ***2017a*** (Fig. 2)]: Ashgillian [Abarsaj Formation (*A. merga–T. elongata* chitinozoan biozone)].

Subfamily SPINACHITININAE Paris, 1981

Genus Spinachitina Schallreuter, 1963, emend. Paris et al., 1999a

Spinachitina sp.

(Pl. 3, Figs. 9, 12)

Material

Sample **129**: One three-dimensional, broken vesicle.

Description

Cylindro-conical vesicle, the aperturalmost part is missing. Slender cylindrical neck, gradually merging into the conical chamber. Flexure inconspicuous, no shoulder. In the lowermost third of the chamber there is a slight constriction below which the chamber widens considerably. Basal margin sharp-angled, but rounded, showing the relics of spines (Ø at the base: c. 3 µm) or circular holes in the wall where the former spines were inserted. Base slightly convex, but due to a cover of other organic matter its stucture is unobservable. Surface – apart from the spines on the basal margin – smooth.

Measurements

One three-dimensional specimen, apertural part missing.

L = >126 µm

Dp = 79 µm

dc = 34 µm

Discussion

Due to its poor preservation, the specimen described herein is retained in open nomenclature. However, its outline resembles *Spinachitina multiradiata* (Eisenack, 1959), notably the holotype from the Ostseekalk in Eisenack (1959: Pl. 1, Fig. 2). Laufeld (1967) described the overall shape of his representatives of *S. multiradiata* from the "Skagen" Formation (Dalarna/Central Sweden) as "superficial similar to a chanterelle", which also applies to *Spinachitina* sp.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *Spinachitina* sp. is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [basal *Bed 8* (sample **129**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

Subfamily TANUCHITININAE Paris, 1981

Genus Tanuchitina Jansonius, 1964, emend. Paris et al., 1999a

Tanuchitina elongata (Bouché, 1965)

(Pl. 1, Figs. 8–11)

Synonymy

1965 *Cyathochitina elongata* n. sp. – Bouché, p. 157, Pl. 3, Fig. 6.

1965 *Cyathochitin* sp. 1. – Bouché, p. 158, Pl. 3, Figs. 12, 16.

1965 *Rhabdochitina magna* Eis. 1931. – Bouché, p. 157, Pl. 3, Figs. 9, 10.

1985 *Tanuchitina bergstroemi* Laufeld, 1967. – Molyneux & Paris, Pl. 5, Fig. 7; Pl. 7, Fig. 6.

1990 *Tanuchitina elongata*. – Paris, p. 202.

1995 *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Al-Hajri, Pl. 7, Fig. 4.

non1995 *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Achab & Asselin, Pl. 4, Fig. 5.

1996 *Tanuchitina elongata* Bouché, 1965. – Steemans et al., Pl. 7, Fig. 1.

1999 *Tanuchitina* sp. – Priewalder, Fig. 10.

2000 *Tanuchitina elongata* (Bouché 1965). – Priewalder, Pl. 1, Fig. 4.

2004 *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Bourahrouh et al., Pl. 3, Figs. 5, 6; Pl. 4, Fig. 4.

2008 *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Ghavidel-Syooki, Pl. 6, Fig. 7; Pl. 7, Figs. 1, 4.

2016 *Tanuchitina elongata*. – Ghavidel-Syooki, Pl. 9, Fig. 20.

2017a *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Ghavidel-Syooki, Pl. 4, Fig. 16.

2017c *Tanuchitina elongata* (Bouché, 1965). – Ghavidel-Syooki, Pl. 9, Fig. 20.

Material

All vesicles are missing the apertural part; at least around the basal area they are three-dimensionally preserved.

Sample **128**: Ten specimens.

Sample **129**: Seven specimens.

Sample **45**: One specimen.

Description

Long, slender, cylindrical vesicles with straight flanks, apertural parts broken at different points of the vesicle length. Basal margin broadly rounded; base flat or slightly concave, having a distinct apical pit with an average diameter of 10 µm. On the base, a carina is developed at a short distance from the basal margin towards the centre. Due to poor preservation, the carina is only observed in fragmentarily form. Wall smooth.

Measurements

Eleven specimens, of which at least the antiapertural part is three-dimensionally preserved; in all specimens a piece of undefined length of the apertural area is missing.

L = >131–>365 µm

Dp = 52–68 µm

Discussion

BOUCHÉ (1965) described *Cyathochitina elongata* based on transmitted light microscope observations. In many studies over the years, this species has proved to be a highly valuable taxon in age determination of North Gondwanan Upper Ordovician strata. Nevertheless, to date, a detailed SEM-illustration, description and evaluation of this important species on the basis of well-preserved assemblages is still missing.

The specimens of *T. elongata* recorded in the Cellon section are poorly preserved (like most of the Hirnantian chitinozoans at the locality): the carina is always fragmented and the vesicle bases are often deformed by crystal imprints. The apertural parts have been removed and many vesicles show a flattening that starts just above the basal margin. However, the area around the basal margin is always three-dimensionally preserved. Despite all these constraints, the main morphological features of *T. elongata* are recognisable.

The shape of the vesicle of *Conochitina* sp. 2 is similar, but it is missing a carina.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 1), *T. elongata* is recorded in the upper part of the Plöcken Formation, Hirnantian in age [(*Bed 5*: it has to be pointed out that due to misinterpretation, the occurrence of *T. elongata* in *Bed 5* in SCHÖNLAUB et al., 2011: Text-Fig. 3 has to be revoked); *Bed 7* (sample **128**); *Bed 8* (sample **129**, **45**): *M. persculptus* graptolite biozone; *A. ordovicicus* conodont biozone; *T. elongata* chitinozoan biozone].

In the lower part of the Plöcken Formation, the index fossil *M. persculptus* and also the *Hirnantia brachiopod fauna* have been collected (see chapter "The Plöcken Formation").

T. elongata is a typical North Gondwana species and ranges from the upper part of the *A. merga* chitinozoan biozone to the lower part of the *S. oulebsiri* chitinozoan biozone [latest Katian–late (not latest) Hirnantian]. It has a wide geographical distribution.

- *Niger* (Djado basin) [BOUCHÉ, ***1965*** (Tab.A)]: Upper Ordovician [Faunizone A].
- *Northeastern Libya* (wells E1-81, J1-81A) [MOLYNEUX & PARIS, ***1985*** (p. 24; as *T. bergstroemi*)]: latest Caradoc–Ashgill.
- *Northeastern Libya* (wells J1-81A, E1-81) [PARIS, ***1988a*** (Fig. 9; as *T. bergstroemi*)]: Rawtheyan, Hirnantian [*P. sylvanica*–*S. debbajae*, *A. nigerica* chitinozoan biozone].
- *Northern Gondwana* [PARIS, ***1990*** (Fig. 4)]: Ashgill [lower *A. merga*–top *T. elongata* chitinozoan biozone].
- *Northern Gondwana* [PARIS, ***1992*** (Fig. 3)]: upper Cautleyan–top Hirnantian.
- *NW Saudi Arabia* [AL-HAJRI, ***1995*** (Fig. 4)]: late Cautleyan–early Hirnantian [Quwarah Member of the Qasim Formation, Sarah Formation (upper part of the *A. merga* chitinozoan biozone)].
- *Algerian Sahara* (boreholes GD.1 bis NI.2) [OULEBSIR & PARIS, ***1995*** (Figs. 2, 3, 5, 6)]: late Ashgill [Formation de Hassi El Hadjar/Argiles microconglomératiques (*T. elongata* chitinozoan biozone)].
- *Northern Gondwana* [PARIS, ***1996*** (Fig. 2)]: upper Cautleyan–top Hirnantian.
- *SE Turkey* (Border Folds) [STEEMANS et al., ***1996*** (p. 38–40)]: middle Ashgillian–Hirnantian [upper part of the Bedinan Formation (upper *A. merga–T. elongata* chitinozoan biozone)].
- *NE Algerian Sahara* (borehole NI.2) [PARIS et al., ***2000a*** (Fig. 5)]: late Hirnantian [M'Kratta Formation (upper *T. elongata*, *S. oulebsiri* chitinozoan biozone)].
- *Morocco* (Bou Ingarf section, Anti Atlas) [BOURAHROUH et al., ***2004*** (Fig. 4)]: upper Ashgill [Lower Second Bani Formation (upper *A. merga* chitinozoan biozone; see discussion in chapter "The chitinozoans of the Plöcken Formation")].
- *Turkey* (Taurus Range, Border Folds) [PARIS et al., ***2007*** (p. 93, 95)]: Hirnantian [Halevikdere Formation (*T. elongata* chitinozoan biozone)].
- *Iran* (Eastern Alborz Mountain Ranges) [GHAVIDEL-SYOOKI, ***2008*** (Fig. 2)]: lower Hirnantian [Gorgan Schists (*T. elongata* chitinozoan biozone)].
- *Iran* (Zagros Mountains) [GHAVIDEL-SYOOKI et al., ***2011a*** (Tab. 1)]: Hirnantian [lower and upper Dargaz diamictites (*T. elongata*, *S. oulebsiri* chitinozoan biozone)].
- *Bohemia* (Prague basin) [THUSU et al., ***2013*** (p. 114)]: total range of *T. elongata* = latest Katian–late Hirnantian [Kosov Formation].
- *North central Saudi Arabia* (Qusaiba-1 core hole) [PARIS et al., ***2015b*** (p. 80; Fig. 5)]: late Katian–Hirnantian [Quwarah Member of the Qasim Formation; basal disrupted facies of the Sarah Sandstone Member of the Sarah Formation (*A. merga*, *T. elongata* chitinozoan biozones)].
- *Iran* (Alborz Mountain Range) [GHAVIDEL-SYOOKI, ***2016*** (Fig. 2)]: Hirnantian [upper Ghelli Formation (*T. elongata*–*S. oulebsiri* chitinozoan biozone)].
- *Northwest Saudi Arabia* (wells 180-3, 180-4) [AL-SHAWAREB et al., ***2017*** (Figs. 8, 9, 10)]: Upper Ordovician (Katian) [upper part of the Quwarah Member of the Qasim Formation (upper *A. merga–T. elongata* chitinozoan biozone = *T. contracta–T. elongata* Partial Range Subzone)].
- *Iran* (Alborz Mountains) [GHAVIDEL-SYOOKI, ***2017a*** (Fig. 2)]: Ashgillian (Abarsaj Formation).
- *Iran* (Alborz Mountain Range) [GHAVIDEL-SYOOKI, ***2017b*** (Fig. 2)]: Hirnantian [Glacial Member of the Ghelli Formation (*T. elongata–S. oulebsiri* chitinozoan biozone)].
- *Iran* (Alborz Mountain Range) [GHAVIDEL-SYOOKI, ***2017c*** (Fig. 2)]: Hirnantian [upper Ghelli Formation (upper *T. elongata–S. oulebsiri* chitinozoan biozone)].

For the discussion of the stratigraphical range of the *T. elongata* chitinozoan biozone in the Bou Ingarf section (Anti Atlas, Morocco), the type section of this biozone, and for further references to the geographical distribution of the *T. elongata* chitinozoan biozone, see above in chapter "The chitinozoans of the Plöcken Formation".

Family Lagenochitinidae EISENACK, 1931, emend. PARIS, 1981

Lagenochitinidae indet.

(Pl. 11, Figs. 2–6)

Material

Sample **46A**: About one hundred and thirty flattened, folded, fractured specimens.

Sample **133**: Four flattened, folded, fractured specimens.

Measurements

The fossils are poorly preserved and of no taxonomic value, therefore, only the vesicle lengths of some selected specimens illustrated on the plates are given for comparison purposes (see the plate descriptions).

Description and Discussion

Several individuals of the Ancyrochitininae indet. (see below) exhibiting only one remaining process show that formerly present appendages had been removed from the vesicles without leaving any trace. The chitinozoan assemblage of sample **46A** in turn yields numerous vesicles without appendages but with the same conical, spherical and ovoid chambers as in the "accumulative taxon" Ancyrochitininae indet. It may therefore be possible that they originally were members of this subfamily. On the other hand, some of these fossils, mainly those with spherical chambers, correspond also to the definition of *Sphaerochitina* EISENACK, 1955a, emend. PARIS et al., 1999a. However, the micro-ornamentation of the vesicles (characteristic of many *Sphaerochitina* taxa) is often hardly visible as the fossils seem to have been exposed to erosional processes. The ovoid chambers in this assemblage again resemble those in *Lagenochitina* EISENACK, 1931, and some conical chambers with a damaged basal area are similar to *Cyathochitina* EISENACK, 1955b. Consequently, the poor preservation of the vesicles (broken necks; flattened, folded and broken chambers; removed/missing appendages; abraded wall surfaces) prevents reliable attribution of these chitinozoans to established species and/or genera or even subfamilies. Therefore, all these forms are united herein within the broad group Lagenochitinidae indet.

Lagenochitinidae with destroyed ornamentation has also been reported by DUFKA (1992: 120) from the Prague Basin which he grouped as Lagenochitinidae indet.

The studied individuals are classified into three groups based on the shape of their chambers, comparable as to the groups A, B and C within the Ancyrochitininae indet. (see below). However, the overall shape of the vesicles varies considerably within the different groups as they probably originally belonged to different species.

Group A

Conical chamber with rounded basal margin; flat to slightly convex base; cylindrical neck; glabrous surface (smooth to finely granulated, rarely with tiny spines) (Pl. 11, Fig. 2). This group comprises 38 individuals.

Group B

Ovoid chamber with broadly rounded basal margin; convex base; cylindrical neck; glabrous surface (smooth to finely granulated or with tiny spines) (Pl. 11, Fig. 3). 18 individuals belong to this group.

Group C

Spherical chamber; cylindrical neck; wall surface finely granulated or with minute spines (Pl. 11, Fig. 4–6). 16 specimens are attributed to this group.

A further 61 specimens are too poorly preserved (fractured and/or folded) to attribute them to one of the above groups.

The shape of some of the members of Group C with spherical chambers and a relatively short cylindrical, slightly flaring neck (Pl. 11, Figs. 4, 6; sample **46A**) and also one specimen of Group B having a broadly ovoid chamber (Pl. 11, Fig. 3; sample **133**) resembles that of *Sphaerochitina solutidina* PARIS, 1988b, originally described from a Late Aeronian–Early Telychian sequence from a well in northeastern Libya (PARIS, 1988b: 78). The specimen from sample **133** (a single form with broken neck) moreover shows a dense coverage of tiny spines, while obviously abrasion affected the surfaces of the specimens from sample **46A**, leaving only scattered minute tubercles. This poor state of preservation prohibits a positive specific assignment of the cited fossils.

Like the Ancyrochitininae indet. (about 60 specimens; see below), members of the Lagenochitinidae indet. occur very frequently within sample **46A** (about 130 specimens) but are rare or absent within the other samples from the Kok Formation. Unfortunately, they all show poor preservation which makes them useless for taxonomical and stratigraphical purposes.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), representatives of the Lagenochitinidae indet. are recorded in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A**) = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*) and in *Bed 11A* (sample **133**): Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Subfamily ANCYROCHITININAE PARIS, 1981

Ancyrochitininae indet.

(Pl. 10, Figs. 7–12; Pl. 11, Fig. 1)

Material

Sample **46A**: About sixty flattened, folded, fragmented specimens.

Sample **136**: One flattened, fragmented specimen.

Measurements

The fossils are poorly preserved and missing diagnostic features, and cannot be identified taxonomically. Therefore, only the vesicle lengths of some selected specimens which are illustrated on the plates are given for the purpose of comparison (see the descriptions of the plates).

Description and Discussion

A reliable taxonomic attribution of process-bearing chitinozoans requires – beside several other criteria – undamaged appendages. In the studied chitinozoan assemblages herein, however, most of the processes have been

removed and only their basal parts or the traces of their insertion in the vesicle walls are preserved. Since they – due to their incomplete appendages – are comparable with several genera (*Ancyrochitina* EISENACK, 1955a, *Clathrochitina* EISENACK, 1959, *Plectochitina* CRAMER, 1964), individuals with only rudimentary processes are herein united within the "accumulative taxon" Ancyrochitininae indet., to which subfamily the above mentioned genera belong. In addition, a single specimen showing one complete simple process is also included. As a result of the poor preservation, the structure of the wall surface is generally difficult to describe.

Based on the shape of the chamber and the diameter of the remaining parts of the appendages, respectively, five different morphological groups have been distinguished (however, the overall shape of the vesicles varies considerably within the different groups, which probably originally represent different species):

Group A
Conical chamber with broadly rounded basal margin; flat to slightly convex base; cylindrical, slightly flaring neck of variable length; smooth wall surface; proximal parts of the processes thin (Ø ~3.6 µm) (Pl. 10, Fig. 7). 31 individuals belong to this group.

Group B
Ovoid chamber with broadly rounded basal margin; convex base; cylindrical neck; smooth wall surface; proximal parts of the processes thin (Ø ~4.5–6.8 µm) (Pl. 10, Figs. 8, 9). Moreover, the specimen on Plate 10, Figure 9 shows a short relic of an irregular nodular process such as in some *Plectochitina* taxa. This group comprises 13 individuals.

Group C
Spherical chamber; cylindrical neck; smooth or granulate wall surface; proximal part of the process thin (Ø ~3.6 µm) (Pl. 11, Fig. 1). Six specimens have been found.

Group D
Asymmetric conical chamber; slightly tapering neck; smooth wall surface; short unbranched conical processes (Pl. 10, Fig. 12). Only a single specimen available.

Group E
Ovoid chamber with broadly rounded basal margin; slightly flaring neck; smooth wall surface; proximal part of the processes thick (Ø ~11–14 µm) (Pl. 10, Figs. 10, 11). Only two individuals available: one almost complete vesicle with a short relic of a thick process and one chamber fragment with a thick and relatively long remnant of an appendage. This type of process is similar to those observed in some taxa of *Plectochitina*.

12 specimens of the studied Ancyrochitininae indet. are too poorly preserved (fragmented and/or folded) to be attributed to one of the above morphogroups.

The members of the group Ancyrochitininae indet. occur in only two samples of the Kok Formation (**46A** and **136**; for the precise age see below). While in sample **136** only one specimen is present, they represent the second largest chitinozoan group in sample **46A**, with Lagenochitinidae indet., c. 130 specimens, being the most numerous chitinozoan group.

Geographical and stratigraphical distribution
In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), representatives of Ancyrochitininae indet. are mainly present in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone]; one individual is recorded in the middle part of the Kok Formation, Sheinwoodian in age [in *Bed 13* (sample **136**): *K. o. ortus* conodont biozone].

Genus Ancyrochitina EISENACK, 1955a
Ancyrochitina gr. *ancyrea* EISENACK, 1931

(Pl. 9, Figs. 5–7)

Material
Sample **46A**: Nine folded and flattened specimens; variably long part of the necks missing; on each specimen only very few processes preserved, of which the distal parts are usually broken off.

Description
Flattened and/or folded vesicles with a conical chamber and a cylindrical neck of which the aperturalmost part is generally missing. Basal margin broadly rounded, base (due to folding and flattening) convex to concave (invaginated); no basal structure visible. Flanks straight to convex, shoulder distinct or inconspicuous, flexure distinct. The basal margin is ornamented with tapering processes of varying length and width, showing only few branchings (three at the most, estimated from the thin distal parts of the processes which are usually broken off). The branchings may start at any point along the process length from relatively close to the process base outwards. Frequently only a single process is preserved, not allowing to count the number of the processes per vesicle. The vesicle wall is commonly smooth but in rare cases some small granulae are present on the chamber.

Measurements
None of the nine recovered specimens, which are flattened and/or folded, is completely preserved; in four of them, a relatively long part of the neck is still present. Their vesicle lengths have been measured to give an impression of their dimensions: L = >90–>135 µm. The length of the few remaining processes of which the outermost parts are missing vary between 17 and 31 µm.

Discussion
The studied vesicles are poorly preserved, particularly the processes have been severely damaged: the majority of them had been removed and the ones still present are in poor condition as they are all missing their outermost parts. Their vesicles are comparable to those of *A. ancyrea*. Also the branching of their processes up to the 2nd order (or 3rd order at the most, as in LAUFELD, 1974: Figs. 5C, E) is similar to that in *A. ancyrea*, however, the shape of the processes is different. Therefore these specimens are attributed herein to the *Ancyrochitina* group *ancyrea* sensu PARIS, 1981: 275, who stated that this group consists of individuals which differ in their outline, in the dimensions of their

processes or in the potential ornamentation of their neck, and that on none of these individuals is the whole set of typical morphological features of *A. ancyrea* (as emended by LAUFELD, 1974: 39) developed.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Ancyrochitina* gr. *ancyrea* is recorded in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

A.ancyrea is a geographically widespread taxon and – due to the broad emendation of the species by EISENACK (1955a: 163) – ranges in age from the Ordovician to the Devonian. However, under the restriction of LAUFELD (1974: 39: branching only up to 2nd order) it became a species that is typical for and abundant throughout the Silurian [see remarks on the stratigraphical distribution of *A. ancyrea* in PARIS (1981: 274); NESTOR (1994: 60) and BUTCHER (2013: 86)].

Subfamily ANGOCHITININAE PARIS, 1981

Genus Angochitina EISENACK, 1931

Angochitina longicollis EISENACK, 1959

(Pl. 9, Figs. 1–4)

Synonymy

2000 *Angochitina* sp. cf. *A. longicollis* EISENACK 1959. – PRIEWALDER, Pl. 1, Fig. 9.

2001 *Angochitina longicollis* EISENACK, 1959. – MULLINS & LOYDELL, p. 763, Pl. 2, Figs. 1–8, 12, 13 (***cum syn.***).

2002 *Angochitina longicollis* EISENACK. – MULLINS & LOYDELL, Figs. 3r, 4a, e(?).

2002 *Angochitina longicollis* EISENACK, 1959. – NESTOR et al., Pl. 1, Fig. 6.

2003 *Angochitina longicollis* EISENACK. – LOYDELL et al., Fig. 16x.

2003 *Angochitina longicollis*. – VANDENBROUCKE et al., Figs. 12h–j.

2004 *Angochitina longicollis* (EISENACK). – MULLINS & ALDRIDGE, Pl. 3, Figs. 3, 5.

?2005 *Angochitina longicollis* EISENACK 1959. – GRAHN, Pl. 2, Fig. 11.

2005 *Angochitina longicollis* (EISENACK 1959). – GRAHN et al., Pl. 2, Fig. 2.

2005 *Angochitina longicollis* EISENACK. – LOYDELL & NESTOR, p. 374, Fig. 4d.

2005 *Angochitina longicollis* EISENACK 1959. – NESTOR, Pl. 1, Fig. 7.

2010 *Angochitina longicollis* EISENACK. – LOYDELL et al., Fig. 13h.

2012 *Angochitina longicollis* EISENACK. – NESTOR, Fig. 4K.

2013 *Angochitina longicollis*. – VANDENBROUCKE et al., Fig. 5F.

2015 *Angochitina longicollis* EISENACK. – MÄNNIK et al., Fig. 6H.

2015 *Angochitina longicollis* EISENACK. – PENG TANG et al., Figs. 3C–I.

Material

Sample **46A**: Six poorly preserved, flattened and folded specimens; in general, a part of the neck is missing with only one specimen showing almost complete preservation. Only traces of the ornamentation are usually observed, and one specimen shows clearly visible spines.

Sample **49**: One flattened specimen; part of the neck missing, bases of spines present.

Sample 133: Seven fragmented specimens: three-dimensionally preserved, slightly compressed or completely flattened; if at all, only the lowermost part of the neck is present; most of the ornamentation is abraded.

Description

Vesicle with a slender ovoid chamber and a long subcylindrical neck, which in only one specimen seems to be almost complete, showing a slight curvature; the position of the greatest diameter varies between the middle and the lower third of the chamber length; flanks convex, basal margin and base broadly rounded; distinct flexure, no shoulder. Generally, the ornamentation seems to be worn off, only single short spines or the bases of spines are visible; in one specimen, however, a few complete and flexible spines are preserved, some of them are birooted or have bifurcate endings; in several cases, the bases of the spines are connected by delicate ridges. Due to the poor preservation it is impossible to state whether the distribution of the spines was regular, i.e. in rows, or rather random.

Measurements

Only one almost complete, but flattened and folded vesicle available for measurement (Pl. 9, Fig. 1). The values of the flattened specimen have been corrected (as the intensity of flattening is different, the coefficient of correction is for Dp 0.85, for dc 0.7).

L = 205 µm

Lp = 108 µm [Lp of the 13 remaining chambers: 88–133 µm]

Dp = 63 µm [Dp of the 13 remaining chambers (without correction): 61–95 µm]

dc = 20 µm

Discussion

The representatives of *Angochitina longicollis* are poorly preserved: in samples **46A** and **49** they are flattened and folded, in sample **133** most of the specimens are 3-dimensionally preserved but considerably damaged. All are missing a variably long part of the neck and most of the ornamentation has been destroyed. Nevertheless, sufficient morphologic features are present to allow the vesicles to be attributed to the index species of the upper Telychian *Angochitina longicollis* chitinozoan biozone.

The characteristic outline of *A. longicollis*, i.e. the typical slender ovoid chamber and the long neck, which may be slightly curved (MULLINS & LOYDELL, 2001: 763) (Pl. 9, Figs. 1, 2) is recognised in the studied fossils.

Furthermore, some of the preserved spines on the otherwise rather abraded surface of one vesicle (Pl. 9, Figs. 3, 4) show the λ-bases mentioned in EISENACK (1959: 13) and NESTOR (1994: 51), bifurcate endings (LAUFELD, 1974: 56; NESTOR, 1994: 51) and delicate ridges connecting the

spines (LAUFELD, 1974: 56; MULLINS & LOYDELL, 2001: 764). However, it is impossible to indicate whether the spines were regularly arranged in rows which is typical in *A. longicollis*, or randomly which also has been reported in this taxon (MULLINS & LOYDELL, 2001: 764).

In addition, the dimensions of the fossils studied herein are comparable with the values reported by several authors (EISENACK, 1959: 13; MULLINS & LOYDELL, 2001: 764).

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Angochitina longicollis* is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [i.e., in the basalmost part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*); in *Bed 10F* (sample **49**) and in *Bed 11A* (sample **133**): *P. celloni* conodont superzone/*P. a. angulatus* conodont biozone–Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Occurrences of *A. longicollis* outside the Cellon section (for the geographical and stratigraphical distribution of *A. longicollis* in publications issued before the year 2000 see in MULLINS & LOYDELL, 2001: 764):

- *Wales* (Banwy River section) [MULLINS & LOYDELL, ***2001*** (p. 764, Text-Figs. 1, 7)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Tarannon Shales Formation, Nant-ysgollon Shales Formation (*A. longicollis, C. acuminata, M. banwyensis, M. margaritana, C. bouniensis, S. bella* chitinozoan biozones = upper *O. spiralis–M. riccartonensis* graptolite biozone)].
- *Wales* (Buttington Brick Pit) [MULLINS & LOYDELL, ***2002*** (Fig. 2)]: upper Llandovery–lower Wenlock [Tarannon Shales Formation, Trewern Brook Mudstone Formation (*A. longicollis–M. margaritana* chitinozoan biozone = middle or probably upper *O. spiralis–C. murchisoni* graptolite biozone)].
- *Northwest Gotland* (Ireviken 3 section) [NESTOR et al., ***2002*** (Fig. 1)]: uppermost Telychian–lowermost Sheinwoodian [Lower Visby–lower Upper Visby formations].
- *Belgium* (Brabant Massif, Ronquières-Monstreux area) [VERNIERS et al., ***2002*** (p. 299; Fig. 3)]: lower Sheinwoodian [Top Corry Formation–base Petit Roeul Formation (global *M. margaritana* chitinozoan biozone)].
- *Latvia* (Aizpute-41 core) [LOYDELL et al., ***2003*** (Figs. 15, 17)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Jurmala Formation (base *A. longicollis*–top *M. margaritana* chitinozoan biozone = base *O. spiralis*–top *C. murchisoni* graptolite biozone = upper *P. a. angulatus*–lower Upper *P. p. procerus* conodont biozone)].
- *Scotland* (Girvan area) [VANDENBROUCKE et al., ***2003*** (Tab. 2; Fig. 8)]: Telychian [Lauchlan Formation, Drumyork Flags (*A. longicollis* chitinozoan biozone = lower *O. spiralis* graptolite biozone)].
- *Shropshire* (Hughley Brook = Leasows section) [MULLINS & ALDRIDGE, ***2004*** (p. 749; Text-Fig. 2)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [upper Purple Shales Formation–Buildwas Formation (upper *M. margaritana*–top *S. bella* chitinozoan biozone)].
- *Northern Brazil* (Amazonas Basin) [GRAHN, ***2005*** (Fig. 12)]: latest Aeronian–Early Sheinwoodian [upper Lower Pitinga Formation].
- *Northeast Brazil* (Parnaíba Basin) [GRAHN et al., ***2005*** (Figs. 1–3)]: late Aeronian-early Telychian [Tianguá Formation].
- *Latvia* (Ventspils D-3 core) [LOYDELL & NESTOR, ***2005*** (Fig. 3)]: Telychian [*A. longicollis–C. proboscifera* chitinozoan biozone = lower *O. spiralis–C. lapworthi* graptolite biozone].
- *West Estonia* (Viki, Kaugatuma, Ohesaare, Ruhnu cores) [NESTOR, ***2005*** (Figs. 2–5)]: Adavere Stage, Jaani Stage [Velise Formation, Jaani Formation, Riga Formation (*C. proboscifera, C. acuminata, M. banwyensis, M. margaritana* chitinozoan biozones and in the succeeding Interzone)].
- *Western Gondwana* (Amazon Basin, Parnaíba Basin) [GRAHN, ***2006*** (Figs. 6, 9)]: upper Aeronian–lower Sheinwoodian [Lower Pitinga Formation, Tianguá Formation (*P. djalmai–M. margaritana–S. monterrosae* chitinozoan biozone)].
- *Western Estonia* (Viirelaid core) [RUBEL et al., ***2007*** (Figs. 3, 5)]: Adavere Stage–lower Jaani Stage [Velise Formation–lower Mustjala Member of the Jaani Formation (*A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata*, *M. banwyensis*, *M. margaritana* chitinozoan biozones = Lower *P. a. angulatus*–Upper *P. a. amorphognathoides* conodont biozone)].
- *Estonia, Latvia* (Aizpute, Ohesaare, Ruhnu, Viki cores) [KIIPLI et al., ***2010*** (Figs. 4, 5)]: upper Telychian–lower Sheinwoodian [Velise Formation, Jaani Formation (basal *A. longicollis*–top *M. margaritana* chitinozoan biozone = basal *O. spiralis–C. murchisoni* graptolite biozone = upper *P. a. angulatus–P. procerus* conodont biozone)].
- *Latvia* (Kolka-54 core) [LOYDELL et al., ***2010*** (Figs. 10, 16)]: Adavere Stage–basal Jaani Stage = Telychian–lower Sheinwoodian [*A. longicollis*, *C. proboscifera, C. acuminata, M. margaritana* chitinozoan biozones = basal *O. spiralis–C. murchisoni* graptolite biozone = upper *P. a. angulatus*–?basal *P. p. procerus* conodont biozone].
- *Gotland/Sweden* (När drill core), *Latvia* (Ventspils-D3 and Aizpute-41 drill cores) [KIIPLI et al., ***2012*** (Fig. 2)]: FAD of *A. longicollis* and *O. spiralis* are at approximately the same level in the upper Telychian.
- *East Baltic* [NESTOR, ***2012*** (Figs. 2, 3)]: upper Adavere–lower Jaani Stage = upper Telychian–lower Sheinwoodian [upper Jurmala–lower Riga Formation = upper Velise–lower Riga Formation (base *A. longicollis*, *C. proboscifera*, *C. acuminata* to top *M. margaritana* East Baltic chitinozoan biozones = base *A. longicollis*–lower *M. margaritana* global chitinozoan biozone = *O. spiralis–C. murchisoni* graptolite biozone)].
- *Gotland/Sweden* (Grötlingbo-1 core section) [MÄNNIK et al., ***2015*** (Figs. 3, 4, 9, 11)]: Telychian–lowermost Sheinwoodian (*A. longicollis–M. margaritana* chitinozoan biozone = *O. spiralis–C. murchisoni* graptolite biozone = *P. a. angulatus–P. p. procerus* conodont biozone).
- *Shaanxi Province, NW China* (Bajiaokou A, B sections) [PENG TANG et al., ***2015*** (Figs. 2, 7)]: late Llandovery–early Sheinwoodian [Wuxiahe Formation (upper *O. spiralis*–lower *C. murchisoni* graptolite biozone = upper *P. celloni*–lower *P. p. procerus* conodont biozone)].

Subfamily CYATHOCHITININAE Paris, 1981

Genus Cyathochitina Eisenack, 1955b, emend. Paris et al., 1999a

Cyathochitina sp.

(Pl. 8, Figs. 9, 12)

Synonymy

1999 *Cyathochitina caputoi* Da Costa 1971a. – Priewalder, Fig. 5.

Material

Sample **46A**: Two flattened, partly broken specimens, part of the necks absent.

Description

Small *Cyathochitina*-vesicle with a conical to slightly bell-shaped chamber and a cylindrical neck. Flanks slightly convex to slightly concave, tapering rapidly towards the base of the neck; basal margin provided with a relatively wide (13–14 µm) rigid carina; structure of the base not visible as the specimens are either completely compressed with partly destroyed basal margin, or resting on the basal plane. Flexure distinct, shoulder not or faintly developed; apertural part not preserved. At low magnification the vesicles appear to be smooth, however, in places there are delicate remains of irregular granules on the chamber and on the neck.

Measurements

Only two flattened, distorted specimens are available for measurement (Pl. 8, Figs. 9, 12), of which an undefined part of the neck is missing: the actual vesicle length therefore cannot be determined. No coefficient of correction has been applied to the values below.

L = >128–>146 µm

Lp = 83–95 µm

Dp = 90–99 µm

dc = 38 µm

Discussion

The two representatives of *Cyathochitina* sp. are poorly preserved: flattened, broken and distorted, therefore they are retained in open nomenclature. Their outline and especially their relatively wide carina (13–14 µm), however, resemble *Cyathochitina kuckersiana* (Eisenack, 1934), a mainly Ordovician species but which also has been reported from the lower Silurian, e.g., ranging up into the *C. lapworthi* graptolite biozone (late Telychian) of the Banwy River section in Wales (Mullins & Loydell, 2001: Fig. 7). In contrast to *C. kuckersiana*, the specimens described herein are rather small and do not show the conspicuous ornamentation (longitudinal and/or concentric ribbing) on the neck and chamber, frequently reported in *C. kuckersiana*. However, the intraspecific variation within the latter species concerning its dimensions, outline and ornamentation is considerable as has been emphasised by several authors (e.g., Wrona et al., 2001: 324; Butcher, 2009: 612; 2013: 79). A similar and also highly variable species that also ranges from the Middle Ordovician into the lower Silurian is *Cyathochitina campanulaeformis* (Eisenack, 1931) (see Butcher, 2009: 611). The latter is characterised by a narrow carina that thus distinguishes it from *Cyathochitina* sp.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Cyathochitina* sp. is recorded in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Subfamily LAGENOCHITININAE Paris, 1981

Genus Lagenochitina Eisenack, 1931, emend. Paris et al., 1999a

Lagenochitina sp. 1

(Pl. 10, Figs. 4, 5)

Material

Sample **46A**: Two flattened, folded and fractured specimens.

Sample **132**: Two three-dimensionally preserved specimens, part of the necks absent.

Description

Tear-shaped vesicles with an ovoid chamber, gradually merging into the neck which tapers towards the aperture; fragments of a thin-walled slightly flaring collarette present. Flexure and shoulder are slightly developed, the flanks are convex and extend into a broadly rounded basal margin; the base is convex, no basal structure visible; the greatest diameter lies between the middle and the lower third of the chamber length. The wall surface is glabrous.

Measurements

Only one (three-dimensional) specimen is almost completely preserved and suitable for measurement; the apertural area, however, was destroyed.

L = >143 µm

Dp = 69 µm

Lp = 90 µm

dc = 43 µm (proximal part)

dc = 27 µm (distal part)

Discussion

The few specimens of *Lagenochitina* sp. 1 are poorly preserved, particularly those from sample **46A**: they are flattened and broken and missing part of the chamber and/or the neck. They show some similarities to a remarkable, but also poorly preserved single specimen studied herein, *Lagenochitina* sp. (Pl. 10, Fig. 6), which, however, is characterised by a long asymmetrical chamber (possibly caused by deforming processes during lithification), a short cylindrical neck and a relatively long flaring collarette.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Lagenochitina* sp. 1 is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [i.e., in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*) and just above *Bed 10J* (sample **132**): lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Genus Sphaerochitina Eisenack, 1955a, emend. Paris et al., 1999a

Sphaerochitina sp. 1

(Pl. 9, Figs. 8–10)

Material

Sample **46A**: Six specimens with folded and flattened chambers and flattened necks; part of the necks absent.

Description

Flattened and folded vesicles with an approximately spherical chamber and a long, wide, cylindrical, slightly flaring neck of which the distal part is missing; the neck is rather long and exceeds the chamber length by far; its diameter is a little more than 50 % of the chamber diameter. The flanks and base of the chamber are convex, the basal margin is broadly rounded; no basal structure visible; the greatest diameter is located at a point about half-way along the chamber length; the flexure is distinct, the shoulder absent or inconspicuous. The wall surfaces seem to be abraded but here and there the original ornamentation of tiny spines is still visible.

Measurements

Three specimens with folded and flattened chambers and flattened necks, of which the uppermost parts are missing. Due to the complex folding of the chambers, no correction of the values of the flattened specimens has been carried out.

L = >158–>176 µm
Lp = 59–81 µm
Dp = 72–81 µm
dc = 40–42 µm

Discussion

Sphaerochitina sp. 1 is characterised by a wide and long neck and – in relation to the latter feature – a small sub-spherical chamber. Presumably it represents a new species, however, the low number of individuals and their poor preservation do not support the creation of a new taxon herein.

A roughly similar taxon is *Euconochitina* sp. 2 sensu Nestor, 1994?, but it is smaller in dimension and has a subconical chamber.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Sphaerochitina* sp. 1 is recorded in the basal part of the Kok Formation, Telychian in age [in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*): global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Sphaerochitina sp. 2

(Pl. 10, Figs. 1–3)

Material

Sample **46A**: Seven flattened and partly folded vesicles of which part of the chambers and necks are absent.

Sample **133**: One flattened vesicle, apertural part of the neck absent.

Description

Flattened vesicles with pear-shaped chamber and cylindrical neck that flares slightly towards the aperture, which has not been preserved in any of the fossils studied herein. Flanks straight or slightly concave, merging into the broadly rounded basal margin; greatest diameter at about the lowermost third of the chamber length; base slightly convex, no basal structure visible; flexure slightly developed as the chamber tapers gradually towards the neck; no shoulder present. Wall surface glabrous: it becomes apparent only at higher magnification that the vesicle is densely covered with minute tubercles showing decreasing density towards the aperture; at the transition from the chamber to the neck the basal parts of a few larger spines are visible.

Measurements

Only one specimen (Pl. 10, Fig. 1) is almost completely preserved, however, in the latter the distal part of the neck was also missing. The values of the flattened vesicle have been corrected (coefficient of correction for Dp and dc = 0.7).

L = >168 µm
Lp = 104 µm
Dp = 54 µm
dc = 22 µm

Discussion

Except for the single specimen from sample **133**, the members of *Sphaerochitina* sp. 2, all from sample **46A**, are poorly preserved: flattened and/or folded and fractured; most of their minute tubercles have been abraded, as well as the larger spines at the transition from the chamber to the neck. However, the typical shape of the vesicle is still present.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Sphaerochitina* sp. 2 is recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [i.e., in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*) and in *Bed 11A* (sample ***133***): Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Sphaerochitina spp.

(Pl. 9, Figs. 11, 12)

Material

Sample **46A**: One single specimen, flattened and deformed.

Sample **133**: One single specimen, flattened and fractured.

Description and discussion

The two single specimens available for study are both related to *Sphaerochitina* EISENACK, 1955a, but are different from all other studied members of this genus; each of the specimens is characterised by a remarkable morphology. However, as their preservation is poor and as only one specimen per taxon is available, only a short description is given below.

Sphaerochitina sp. A (Pl. 9, Fig. 11):

Small flattened vesicle with a deformed conical chamber and a broad cylindrical neck which is terminated by a crenulate aperture. The wall surface is covered by minute spines (L <1 µm), most of them, however, seem to have been abraded.

Measurements (flattening not corrected): L = 106 µm; Dp = 80 µm; lc = 52 µm; dc = 41 µm.

Sphaerochitina sp. B (Pl. 9, Fig. 12):

Flattened vesicle with a pear-shaped chamber: broadly rounded basal margin merging into a semi-circular base; straight flanks rapidly tapering towards the neck which, however, is broken off; the wall surface is densely covered with minute tubercles (L ~1 µm).

Measurements: L = 122 µm.

Geographical and stratigraphical distribution

In the Cellon section (Text-Fig. 2, Tab. 2), *Sphaerochitina* spp. are recorded in the lower part of the Kok Formation, Telychian in age [i.e., in the basal part of *Bed 9* (sample **46A** = c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*) (no conodont data available for *Bed 9*) and in *Bed 11A* (sample **133**): Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; global *A. longicollis* chitinozoan biozone].

Acknowledgements

I sincerely thank FLORENTIN PARIS for the discussion of the huge number of photographs at the beginning of my studies on the Cellon-chitinozoans, which proved to be a valuable introduction into various fields of chitinozoan research. JACQUES VERNIERS kindly read the manuscript and gave many constructive suggestions for its improvement – many thanks to him for his effort. KATHLEEN HISTON not only corrected my English but also contributed critical remarks to the geological part of the paper, which is highly appreciated. Many thanks also to MARTINA MARINELLI for the arrangement of the plates and MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER for the adjustment of the charts.

References

ACHAB, A. (1981): Biostratigraphie par les Chitinozoaires de l'Ordovicien Supérieur-Silurien Inférieur de l'Île d'Anticosti. Résultats préliminaires. – In: LESPÉRANCE, P.J. (Ed.): Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec 1981, Volume II: Stratigraphy and Paleontology, 143–157, Québec.

ACHAB, A. (1989): Ordovician chitinozoan zonation of Quebec and western Newfoundland. – Journal of Paleontology, **63**/1, 14–24, Tulsa.

ACHAB, A. & ASSELIN, E. (1995): Ordovician chitinozoans from the Arctic Platform and the Franklinian miogeosyncline in Northern Canada. – Review of Palaeobotany and Palynology, **86**, 69–90, Amsterdam.

ACHAB, A. & PARIS, F. (2007): The Ordovician chitinozoan biodiversification and its leading factors. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **245**/1–2, 5–19, Amsterdam.

ALDRIDGE, R.J. & SCHÖNLAUB, H.P. (1989): Conodonts. – In: HOLLAND, C.H. & BASSETT, M.G. (Eds.): A global standard for the Silurian System. – National Museum of Wales, Geological Series, **9**, 274–279, Cardiff.

AL-HAJRI, S. (1995): Biostratigraphy of the Ordovizian chitinozoa of northwestern Saudi Arabia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **89**, 27–48, Amsterdam.

AL-SHAWAREB, A., MILLER, M. & VECOLI, M. (2017): Late Ordovician (Katian) chitinozoans from northwest Saudi Arabia: Biostratigraphic and paleoenvironmental implications. – Revue de Micropaléontologie, **60**/3 (ARAMCO-CIMP special volume), 333–369, Paris.

ALVARO, J.J., BENHARREF, M., DESTOMBES, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., HUNTER, A.W., LEFEBVRE, B., VAN ROY, P. & ZAMORA, S. (2019): Ordovician stratigraphy and benthic community replacements in the eastern Anti-Atlas, Morocco. – In: HUNTER, A.W., ÁLVARO, J.J., LEFEBVRE, B., VAN ROY, P. & ZAMORA, S. (Coords.): The Great Ordovician Biodiversification Event: Insights from the Tafilalt Biota, Morocco. – The Geological Society of London, Special Publications, **485**, London. https://dx.doi.org/10.1144/SP485.20 (Online first article, not yet published)

ASSELIN, E., ACHAB, A. & SOUFIANE, A. (2004): Biostratigraphic significance of lower Paleozoic microfaunas from eastern Canada. – Canadian Journal of Earth Sciences, **41**, 489–505, Ottawa.

BACHMANN, A. & SCHMID, M.E. (1964): Mikrofossilien aus dem österreichischen Silur. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 53–64, Wien.

BAUER, F.K. (1980): Die südalpine Trias in den Karnischen Alpen und in den Südkarawanken. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 447–451, Wien (Springer).

BEJU, D. & DĂNET, N. (1962): Chitinozoare siluriene din Platforma moldovenească şi Platforma moezică. – Petrol şi Gaze, **13**, 527–536, Bucureşti.

BERGSTRÖM, S.M., CHEN, X., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & DRONOV, A. (2009): The new chronostratigraphic classification of the Ordovician system and its relations to major regional series and stages and to the $\delta^{13}C$ chemostratigraphy. – Lethaia, **42**, 97–107, Oslo.

BOUCHÉ, P.M. (1965): Chitinozoaires du Silurien s.l. du Djado (Sahara nigérien). – Revue de Micropaléontologie, **8**, 151–164, Paris.

Bourahrouh, A., Paris, F. & Elaouad-Debbaj, Z. (2004): Biostratigraphy, biodiversity and palaeoenvironments of the chitinozoans and associated palynomorphs from the Upper Ordovician of the Central Anti-Atlas, Morocco. – Review of Palaeobotany and Palynology, **130**, 17–40, Amsterdam.

Brett, C.E., Ferretti, A., Histon, K. & Schönlaub, H.P. (2009): Silurian sequence stratigraphy of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **279**, 1–28, Amsterdam.

Brongniart, A. (1822): Les Trilobites. – In: Brongniart, A. & Desmarest, A.-G. (Eds.): Histoire naturelle des Crustacés fossiles, sous les rapports zoologiques et géologiques, 154 pp., Paris–Strasbourg.

Butcher, A. (2009): Early Llandovery Chitinozoans from Jordan. – Palaeontology, **52**/3, 593–629, London.

Butcher, A. (2013): Chitinozoans from the middle Rhuddanian (lower Llandovery, Silurian) 'hot' shale in the E1-NC174 core, Murzuq Basin, SW Libya. – Review of Palaeobotany and Palynology, **198**, 62–91, Amsterdam.

Cocks, L.R.M. (1979): New acrotretacean brachiopods from the Paleozoic of Britain and Austria. – Palaeontology, **22**, 93–100, London.

Colmenar, J. & Alvaro, J.J. (2015): Integrated brachiopod-based bioevents and sequence-stratigraphic framework for a Late Ordovician subpolar platform, eastern Anti-Atlas, Morocco. – Geological Magazine, **152**, 603–620, Cambridge.

Colmenar, J., Villas, E. & Rasmussen, C.M.Ø (2019): A synopsis of Late Ordovician brachiopod diversity in the Anti-Atlas, Morocco. – In: Hunter, A.W., Álvaro, J.J., Lefebvre, B., van Roy, P. & Zamora, S. (Coords.): The Great Ordovician Biodiversification Event: Insights from the Tafilalt Biota, Morocco. – The Geological Society of London, Special Publications, **485**, London. https://dx.doi.org/10.1144/SP485 (Online First article, not yet published)

Corradini, C. & Suttner, T.J. (Eds.) (2015): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 158 pp., Wien.

Corradini, C., Corriga, M.G., Männik, P. & Schönlaub, H.P. (2014): Revised conodont stratigraphy of the Cellon section (Silurian, Carnic Alps). – Lethaia, **48**/1, 56–71, Oslo. https://dx.doi.org/10.1111/let.12087

Corradini, C., Corriga, M.G., Pondrelli, M., Schönlaub, H.-P., Simonetto, L., Spalletta, C. & Ferretti, A. (2015a): Rauchkofel Formation. – In: Corradini, C. & Suttner, T.J. (Eds.): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 73–76, Wien.

Corradini, C., Pondrelli, M., Suttner, T.J. & Schönlaub, H.P. (2015b): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **111**, 5–40, Wien.

Corradini, C., Suttner, T.J., Ferretti, A., Pohler, S.M.L., Pondrelli, M., Schönlaub, H.P., Spaletta, C. & Venturini, C. (2015c): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps – an introduction. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 7–15, Wien.

Cramer, B.D., Brett, C.E., Melchin, M.J., Männik, P., Kleffner, M.A., Mclaughlin, P.I., Loydell, D.K., Munnecke, A., Jeppsson, L., Corradini, C., Brunton, F.R. & Saltzman, M.R. (2011): Revised correlation of Silurian Provincial series of North America with global and regional chronostratigraphic units and $\delta^{13}C_{carb}$ chemostratigraphy. – Lethaia, **44**, 185–202, Oslo.

Cramer, F.H. (1964): Microplankton from three Paleozoic formations in the province of León (NW Spain). – Leidse Geologische Mededelingen, **30**, 255–361, Leiden.

Cramer, F.H. (1967): Chitinozoans of a composite section of Upper Llandovery to basal Lower Gedinnian sediments in northern León, Spain. A preliminary report. – Bulletin de la Société belge de Géologie, **75**, 69–129, Brussels.

Cramer, F.H. (1969): Possible implications for Silurian paleogeography from phytoplankton assemblages of the Rose Hill and Tuscarora Formations of Pennsylvania. – Journal of Paleontology, **43**, 485–491, Tulsa.

Cuevas de Azevedo-Soares, H.L. (2007): Chitinozoans of the Pitinga Formation (Trombetas Group, Amazonas Basin, Northern Brazil): preliminary results. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **246**/3, 257–265, Stuttgart.

Da Costa, N.M. (1971a): Quitinozoários Silurianos do Igarapé da Rainha, Estado do Pará. – Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim **255**, 101 pp., Rio de Janeiro.

Da Costa, N.M. (1971b): Quitinozoários Brasileiros e sua Importância Estratigráfica. – Anáis da Academia Brasileira de Ciências, **43**, 209–272, Rio de Janeiro.

Davies, J.R., Waters, R.A., Molyneux, S.G., Williams, M., Zalasiewicz, J.A., Vandenbroucke, T.R.A. & Verniers, J. (2013): A revised sedimentary and biostratigraphical architecture for the Type Llandovery area, Central Wales. – Geological Magazine, **150**/2, 300–332, Cambridge.

Delabroye, A. & Vecoli, M. (2010): The end-Ordovician glaciation and the Hirnantian Stage: A global review and questions about Late Ordovician event stratigraphy. – Earth-Science Reviews, **98**, 269–282, Amsterdam.

Dufka, P. (1992): Lower Silurian Chitinozoans of the Prague Basin (Barrandian, Czechoslovakia). Preliminary Results. – Revue de Micropaléontologie, **35**, 117–126, Paris.

Dufka, P. (1995): Chitinozoans from the Sheinwoodian/Homerian boundary beds (Wenlock) in the Prague Basin (Barrandian, Bohemia). – Review of Palaeobotany and Palynology, **86**, 135–145, Amsterdam.

Dufka, P. & Fatka, O. (1993): Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician-Silurian boundary of the Prague Basin (Barrandian area, Czechoslovakia). – In: Molyneux, S.G. & Dorning, K.J. (Eds.): Contributions to acritarchs and chitinozoan research. – Special Papers in Palaeontology, **48**, 17–28, London.

Dufka, P., Kříž, J. & Štorch, P. (1995): Silurian graptolites and chitinozoans from Uranium Industry boreholes drilled 1968–1971 (Prague Basin, Bohemia). – Věstník Českého geologického ústavu, **70**, 5–13, Praha.

Dullo, W.C. (1992): Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 317–333, Wien.

Dutta, S., Brocke, R., Hartkopf-Fröder, C., Littke, R., Wilkes, H. & Mann, U. (2007): Highly aromatic character of biogeomacromolecules in Chitinozoa: A spectroscopic and pyrolytic study. – Organic Geochemistry, **38**/10, 1625–1642, Oxford.

Eisenack, A. (1930): Neue Mitteilungen des baltischen Silurs (Vorläufige Mitteilung). – Die Naturwissenschaften, **18**, 180–181, Berlin.

Eisenack, A. (1931): Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. I. – Paläontologische Zeitschrift, **13**, 74–118, Berlin.

Eisenack, A. (1932): Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. II. – Paläontologische Zeitschrift, **14**, 257–277, Berlin.

Eisenack, A. (1934): Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs, III. und Neue Mikrofossilien des böhmischen Silurs, I. – Paläontologische Zeitschrift, **16**, 52–76, Berlin.

Eisenack, A. (1937): Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. IV. – Paläontologische Zeitschrift, **19**, 217–243, Berlin.

Eisenack, A. (1955a): Chitinozoen, Hystrichosphaeren und andere Mikrofossilien aus dem Beyrichia-Kalk. – Senckenbergiana Lethaea, **36**, 157–188, Stuttgart.

Eisenack, A. (1955b): Neue Chitinozoen aus dem Silur des Baltikums und dem Devon der Eifel. – Senckenbergiana Lethaea, **36**, 311–319, Stuttgart.

Eisenack, A. (1959): Neotypen baltischer Silur-Chitinozoen und neue Arten. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **108**, 1–20, Stuttgart.

Eisenack, A. (1962): Neotypen baltischer Silur-Chitinozoen und neue Arten. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **114**, 291–316, Stuttgart.

Eisenack, A. (1964): Mikrofossilien aus dem Silur Gotlands, Chitinozoen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **120**, 308–342, Stuttgart.

Eisenack, A. (1972): Beiträge zur Chitinozoen-Forschung. – Paläontographica A, **140**, 117–130, Stuttgart.

Elaouad-Debbaj, Z. (1984): Chitinozoaires Ashgilliens de l'Anti-Atlas (Maroc). – Geobios, **17**/1, 45–75, Lyon.

Elaouad-Debbaj, Z. (1986): Chitinozoaires de la Formation du Ktaoua inférieur, Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). – Hercynica, **II**/1, 35–56, Rennes.

Elles, G.L. & Wood, E.M.R. (1907): A monograph of British graptolites. Part 6. – Monograph of the Palaeontological Society, **61** (297), xcvii–cxx, 217–272, London.

Ferretti, A. & Schönlaub, H.P. (2001): New conodont faunas from the Late Ordovician of the Central Carnic Alps, Austria. – Bolletino della Società Paleontologica Italiana, **40**, 3–15, Modena.

Ferretti, A., Cavalazzi, B., Barbieri, R., Westall, F., Foucher, F. & Todesco, R. (2012): From black-and-white to colour in the Silurian. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **367–368**, 178–192, Amsterdam.

Ferretti, A., Schönlaub, H.P., Corradini, C., Corriga, M.G., Pondrelli, M., Simonetto, L. & Serventi, P. (2015): Kok Formation. – In: Corradini, C. & Suttner, T.J. (Eds.): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 46–51, Wien.

Flügel, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchungen des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 289–297, Wien.

Gabbott, S.E., Aldridge, R.J. & Theron, J.N. (1998): Chitinozoan chains and cocoons from the Upper Ordovician Soom Shale lagerstätte, South Africa: implications for affinity. – Journal of the Geological Society of London, **155**, 447–452, London.

Gaertner, H.R. v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **102**, 113–199, Wien.

Geng, L.-Y. & Cai, X.-N. (1988): Sequences of Llandoverian Chitinozoans in the Yangzi region. – Acta Palaeontologica Sinica, **27**, 249–257, Beijing.

Geyer, G. (1903): Exkursion in die Karnischen Alpen. – Führer zum IX. Internationalen Geologen Kongreß Wien, **11**, 1–51, Wien.

Ghavidel-Syooki, M. (2008): Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran. – Comunicações Geológicas, **95**, 123–155, Lisboa.

Ghavidel-Syooki, M. (2016): Miospore assemblages from Late Ordovician (Katian-Hirnantian), Ghelli Formation, Alborz Mountain Range, North-eastern Iran: Palaeophytogeographic and palaeoclimatic implications. – Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, **27**/2, 135–159, Teheran.

Ghavidel-Syooki, M. (2017a): Biostratigraphy of Acritarchs and Chitinozoans in Ordovovician Strata from the Fazel Abad Area, Southeastern Caspian Sea, Alborz Mountains, Northern Iran: Stratigraphic implications. – Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, **28**/1, 37–57, Teheran.

Ghavidel-Syooki, M. (2017b): Stratigraphic evidence for Hirnantian glaciation in the Alborz Mountain Ranges, northeastern Iran. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **485**, 879–898, Amsterdam.

Ghavidel-Syooki, M. (2017c): Cryptospore and trilete spore assemblages from the Late Ordovician (Katian–Hirnantian) Ghelli Formation, Alborz Mountain Range, Northeastern Iran: Palaeophytogeographic and palaeoclimatic implications. – Review of Palaeobotany and Palynology, **244**, 217–240, Amsterdam.

Ghavidel-Syooki, M. & Borji, S. (2018): Chronostratigraphy of Acritarchs and Chitinozoans from upper Ordovician Strata from the Robat-e Gharabil Area, NE Alborz Mountains, Northern Khorassan Province: Stratigraphic and Paleogeographic implications. – Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, **29**/1, 35–51, Teheran.

Ghavidel-Syooki, M. & Vecoli, M. (2007): Latest Ordivician–early Silurian chitinozoans from the eastern Alborz Mountain Range, Kopet-Dagh region, northeastern Iran: biostratigraphy and palaeobiogeography. – Review of Palaeobotany and Palynology, **145**, 173–192, Amsterdam.

Ghavidel-Syooki, M. & Winchester-Seeto, T. (2002): Biostratigraphy and palaeogeography of the Late Ordovician chitinozoans from the northeastern Alborz Range, Iran. – Review of Palaeobotany and Palynology, **118**, 77–99, Amsterdam.

Ghavidel-Syooki, M., Álvaro, J.J., Popov, L., Pour, M.G., Ehsani, M.H. & Suyarkova, A. (2011a): Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **307**/1–4, 1–16, Amsterdam.

Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J. & Vecoli, M. (2011b): Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician–Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications. – Review of Palaeobotany and Palynology, **164**, 251–271, Amsterdam.

Ghienne, J.-F., Desrochers, A., Vandenbroucke, T.R.A., Achab, A., Asselin, E., Dabard, M.-P., Farley, C., Loi, A., Paris, F., Wickson, S. & Veizer, J. (2014): A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. – Nature Communications, **5**, 4485, 9 pp., London. https://dx.doi.org/10.1038/ncomms5485

Grahn, Y. (1980): Early Ordovician chitinozoa from Öland. – Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, **775**, 41 pp., Uppsala.

Grahn, Y. (1981): Ordovician Chitinozoa from the Stora Asbotorb boring in Västergötland, south-central Sweden. – Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, **787**, 40 pp., Uppsala.

Grahn, Y. (1988): Chitinozoan stratigraphy in the Ashgill and Llandovery. – In: Cocks, L.R.M. & Rickards, R.B. (Eds.): A Global Analysis across the Ordovician-Silurian boundary. – Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, **43**, 317–323, London.

Grahn, Y. (1992): Ordovician chitinozoa and biostratigraphy of Brazil. – Geobios, **25**, 703–723, Lyon.

Grahn, Y. (1995): Lower Silurian Chitinozoa and biostratigraphy of subsurface Gotland. – Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar (GFF), **117**, 57–65, Stockholm.

Grahn, Y. (1998): Lower Silurian (Llandovery-Middle Wenlock) Chitinozoa and biostratigraphy of the mainland of Sweden. – Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar (GFF), **120**, 273–283, Stockholm.

GRAHN, Y. (2005): Silurian and Lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, northern Brazil. – Bulletin of Geosciences, **80**/4, 245–276, Prague.

GRAHN, Y. (2006): Ordovician and Silurian chitinozoan biozones of western Gondwana. – Geological Magazine, **143**, 509–529, Cambridge.

GRAHN, Y. & NØHR-HANSEN, H. (1989): Chitinozoans from Ordovician and Silurian shelf and slope sequences in North Greenland. – Rapporter fra Grønlands Geologiske Undersøgelser, **144**, 35–41, Kobenhavn.

GRAHN, Y. & PARIS, F. (2011): Emergence, biodiversification and extinction of the chitinozoan group. – The Geological Magazine, **148**/2, 226–236, Cambridge.

GRAHN, Y., PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. (2000): Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. – Palynology, **24**/1, 147–176, Dallas.

GRAHN, Y., DE MELO, J.H.G. & STEEMANS, P. (2005): Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian–Lower Devonian), Parnaiba Basin, Northeast Brazil. – Revista Española de Micropaleontología, **37**, 183–204, Madrid.

GRANZOW, W. (2000): Abkürzungen und Symbole in der biologischen Nomenklatur. – Senckenbergiana Lethaea, **80**/2, 355–370, Frankfurt am Main.

HAAS, W. (1969): Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **27**, 23, Klagenfurt.

HAMMARLUND, E.U., DAHL, T.W., HARPER, D.A.T., BOND, P.G., NIELSEN, A.T., BJERRUM, C.J., SCHOVSBO, N.H., SCHÖNLAUB, H.P., ZALASIEWICZ, J.A. & CANFIELD, D.E. (2012): A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction. – Earth and Planetary Science Letters, **331–332**, 128–139, Amsterdam.

HILL, P.J., PARIS, F. & RICHARDSON, J.B. (1985): Silurian Palynomorphs. – Journal of Micropalaeontology, **4**, 27–48, London.

HINTS, O. & NÕLVAK, J. (2006): Early Ordovician scolecodonts and chitinozoans from Tallinn, North Estonia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **139**, 189–209, Amsterdam.

HISTON, K. (1997a): Cephalopod Limestones. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP-421 North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics, Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 92–99, Wien.

HISTON, K. (1997b): Taphonomy, Paleoecology and Bathymetric Implications of the Nautiloid Fauna from the Silurian of the Cellon section (Carnic Alps, Austria). – In: FEIST, R. (Ed.): First International Conference on North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics (IGCP Project 421), Vienna 17–21 Septembre 1997, Abstracts, 34, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HISTON, K. (1999): Revision of Silurian Nautiloid Cephalopods from the Carnic Alps (Austria) – The HERITSCH (1929) Collection in the Geological Survey of Austria. – In: LOBITZER, H. & GRECULA, P. (Eds.): Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 229–258, Wien.

HISTON, K. (2002): Telescoping in Orthoconic Nautiloids: an indication of high or low energy hydrodynamic regime?. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **57**, 431–442, Wien.

HISTON, K. (2012): The Silurian nautiloid-bearing strata of the Cellon Section (Carnic Alps, Austria): Color variation related to events. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **367–368**, 231–255, Amsterdam.

HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Taphonomy, Paleoecology and Bathymetric implications of the Nautiloid Fauna from the Silurian of the Cellon Section (Carnic Alps, Austria). – In: FEIST, R., TALENT, J.A. & DAURER, A. (Eds.): North Gondwanan Mid-Palaeozoic Terranes, Stratigraphy and Biota. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **54**, 259–274, Wien.

HISTON, K., FERRETTI, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Silurian cephalopod limestone sequence of the Cellon Section, Carnic Alps, Austria. – In: HISTON, K. (Ed.): V International Symposium, Cephalopods Present and Past, Carnic Alps Excursion Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **47**, 46–54, Wien.

HISTON, K., KLEIN, P., SCHÖNLAUB, H.P. & HUFF, W.D. (2007): Lower Palaeozoic K-bentonites from the Carnic Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 26–42, Wien.

HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them), 2nd edition. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 61–90, Wien.

JACOB, J., PARIS, F., MONOD, O., MILLER, M.A., TANG, P., GEORGE, S.C. & BÉNY, J.-M. (2007): New insights into the chemical composition of chitinozoans. – Organic Geochemistry, **38**/10, 1782–1788, Oxford.

JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profils (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165**/**85**, 111–126, Klagenfurt.

JAEGER, H., HAVLÍČEK, V. & SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, 271–289, Wien.

JAGLIN, J.C. & PARIS, F. (1992): Exemples de tératologie chez les Chitinozoaires du Pridoli de Libye et implications sur la signification biologique du groupe. – Lethaia, **25**, 151–164, Oslo.

JANSONIUS, J. (1964): Morphology and Classification of some Chitinozoa. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **12**, 901–918, Calgary.

JENKINS, W.A.M. (1970): Chitinozoa from the Ordovician Sylvan Shale of the Arbuckle Mountains, Oklahoma. – Palaeontology, **13**, 261–288, London.

JEPPSON, L. (1997): A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) standard conodont zonation. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science, **88**, 91–114, Edinburgh.

JEPPSON, L., TALENT, J.A., MAWSON, R., ANDREW, A., CORRADINI, C., SIMPSON, A.J., WIGFORSS-LANGE, J. & SCHÖNLAUB, H.P. (2012): Late Ludfordian correlations and the Lau Event. – In: TALENT, J.A. (Ed.): Earth and Life, International Year of Planet Earth, 653–675, Heidelberg.

KALJO, D. (1990): The Silurian of Estonia. – In: KALJO, D. & NESTOR, H.N. (Eds.): Field Meeting Estonia, 1990 – An Excursion Guidebook, 21–26, Tallinn.

KIIPLI, T., KALLASTE, T., NESTOR, V. & LOYDELL, D.K. (2010): Integrated Telychian (Silurian) K-bentonite chemostratigraphy and biostratigraphy in Estonia and Latvia. – Lethaia, **43**/1, 32–44, Oslo.

KIIPLI, T., KALLASTE, T. & NESTOR, V. (2012): Correlation of upper Llandovery – lower Wenlock bentonites in the När (Gotland, Sweden) and Ventspils (Latvia) drill cores: role of volcanic ash clouds and shelf sea currents in determining areal distribution of bentonite. – Estonian Journal of Earth Sciences, **61**/4, 295–306, Tallinn.

KLEFFNER, M.A. & BARRICK, J.E. (2010): Telychian-early Sheinwoodian (early Silurian) conodont-, graptolite-, chitinozoan- and event-based chronostratigraphy developed using the graphic correlation method. – Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, **39**, 191–210, Sidney.

KOZLOWSKI, R. (1963): Sur la nature des Chitinozoaires. – Acta Palaeontologica Polonica, **8**, 424–449, Warsaw.

KREUTZER, L.H. (1992): Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **47**, 129 pp., Wien.

KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1997): The depositional environment. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP-421 North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics, Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 99–105, Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1971): Sandschalige Foraminiferen aus dem Silur der Nördlichen und Südlichen Grauwackenzone Österreichs. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **137**, 249–283, Stuttgart.

KŘÍŽ, J. (1974): New Genera of Cardiolidae (Bivalvia) from the Silurian of the Carnic Alps. – Věstník Ústředního ústavu geologického, **49**, 171–176, Prague.

KŘÍŽ, J. (1979): Silurian Cardiolidae (Bivalvia). – Sborník geologických věd: Paleontologie, **22**, 157 pp., Praha.

KŘÍŽ, J. (1999): Silurian and lowermost Devonian bivalves of Bohemian type from the Carnic Alps. – In: LOBITZER, H. & GRECULA, P. (Eds.): Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 259–316, Wien.

KŘÍŽ, J., DUFKA, P., JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): The Wenock/Ludlow Boundary in the Prague Basin (Bohemia). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 809–839, Wien.

LANGER, W. (1969): Foraminiferen aus dem Alt-Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **79**, 34–60, Klagenfurt.

LAUFELD, S. (1967): Caradocian Chitinozoa from Dalarna, Sweden. – Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar, **89**, 275–349, Stockholm.

LAUFELD, S. (1974): Silurian Chitinozoa from Gotland. – Fossils and Strata, **5**, 130 pp., Oslo.

LE HÉRISSÉ, A., PARIS, F. & STEEMANS, P. (2013): Late Ordovician–earliest Silurian palynomorphs from northern Chad and correlation with contemporaneous deposits of southeastern Libya. – Bulletin of Geosciences, **88**/3, 483–504, Praha.

LIANG, Y., HINTS, O., TANG, P., CAI, C., GOLDMAN, D., NÕLVAK, J., TIHELKA, E., PANG, K., BERNARDO, J. & WANG, W. (2020): Fossilized reproductive modes reveal a protistan affinity of Chitinozoa. – Geology, **48**, G47865.1, Boulder. https://doi.org/10.1130/G47865.1

LOI, A., GHIENNE, J.-F., DABARD, M.-P., PARIS, F., BOTQUELEN, A., CHRIST, N., ELAOUAD-DEBBAJ, Z., GORINI, A., VIDAL, M., VIDET, B. & DESTOMBES, J. (2010): The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **296**/3–4, 332–358, Amsterdam.

LOYDELL, D.K. & NESTOR, V. (2005): Integrated graptolite and chitinozoan biostratigraphy of the upper Telychian (Llandovery, Silurian) of the Ventspils D-3 core, Latvia. – Geological Magazine, **142**, 369–376, Cambridge.

LOYDELL, D.K., KALJO, D. & MÄNNIK, P. (1998): Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Ohesaare core, Saaremaa, Estonia. – Geological Magazine, **135**/6, 769–783, Cambridge.

LOYDELL, D.K., MÄNNIK, P. & NESTOR, V. (2003): Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Aizpute-41 core, Latvia. – Geological Magazine, **140**/2, 205–229, Cambridge.

LOYDELL, D.K., KLEFFNER, M.A., MULLINS, G.L., BUTCHER, A., MATTESON, D.K. & EBERT, J.R. (2007): The lower Williamson Shale (Silurian) of New York: a biostratigraphical enigma. – Geological Magazine, **144**/2, 225–234, Cambridge.

LOYDELL, D.K., NESTOR, V. & MÄNNIK, P. (2010): Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Kolka-54 core, Latvia. – Geological Magazine, **147**/2, 253–280, Cambridge.

MABILLARD, J.E. & ALDRIDGE, R.J. (1985): Microfossil distribution across the base of the Wenlock series in the type area. – Palaeontology, **28**, 89–100, London.

MÄNNIK, P. (2007): An updated Telychian (Late Llandovery, Silurian) conodont zonation based on Baltic faunas. – Lethaia, **40**, 45–60, Oslo.

MÄNNIK, P., LOYDELL, D.K., NESTOR, V. & NÕLVAK, J. (2015): Integrated Upper Ordovician-lower Silurian biostratigaphy of the Grötlingbo-1 core section, Sweden. – GFF, **137**, 226–244, Stockholm.

MARTIN, F. (1978): Sur quelques Acritarches Llandovériens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 35–42, Wien.

MILLER, M.A. (1996): Chitinozoa. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (Eds.): Palynology: principles and applications. – AASP Foundation, **1**, 307–336, Salt Lake City (Publishers Press).

MOLYNEUX, S.G. & PARIS, F. (1985): Late Ordovician Palynomorphs. – In: THUSU, B.T. & OWENS, B. (Eds.): The Palynostratigraphy of Northeast Libya. – Journal of Micropalaeontology, **4**, 11–26, London.

MOLYNEUX, S.G., LE HÉRISSÉ, A. & WICANDER, R. (1996): Paleozoic Phytoplankton. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (Eds.): Palynology: Principles and Applications. – AASP Foundation, **2**, 493–529, Salt Lake City (Publishers Press).

MULLINS, G.L. (2000): A Chitinozoan Morphological Lineage and its importance in Lower Silurian Stratigraphy. – Palaeontology, **43**, 359–373, London.

MULLINS, G.L. & ALDRIDGE, R.J. (2004): Chitinozoan biostratigraphy of the basal Wenlock Series (Silurian) global stratotype section and point. – Palaeontology, **47**, 745–773, London

MULLINS, G.L. & LOYDELL, D.K. (2001): Integrated Silurian Chitinozoan and Graptolite Biostratigraphy of the Banwy River Section, Wales. – Palaeontology, **44**, 731–781, London.

MULLINS, G.L. & LOYDELL, D.K. (2002): Integrated Lower Silurian chitinozoan and graptolite biostratigraphy of Buttington Brick Pit, Wales. – Geological Magazine, **139**, 89–96, London.

NESTOR, H. & NESTOR, V. (2002): Upper Llandovery to middle Wenlock (Silurian) lithostratigraphy and chitinozoan biostratigraphy in southwestern Estonia and northernmost Latvia. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **51**, 67–87, Tallinn.

NESTOR, V. (1980a): New Chitinozoan Species from the Lower Llandoverian of Estonia. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **29**, 98–107, Tallinn. [in Russian with English summary]

NESTOR, V. (1980b): Middle Llandoverian chitinozoans from Estonia. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **29**, 136–142, Tallinn. [in Russian with English summary]

NESTOR, V. (1982a): Chitinozoan zonal assemblages (Wenlock, Estonia). – In: KALJO, D. & KLAAMANN, E. (Eds.): Communities and Biozones in the Baltic Silurian, 84–96, Academy of Sciences of the Estonian S.S.R., Institute of Geology, Tallinn. [in Russian with English summary]

NESTOR, V. (1982b): New Wenlockian species of *Conochitina* from Estonia. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **31**, 105–110, Tallinn. [in Russian with English summary]

NESTOR, V. (1982c): New Chitinozoans of the genera *Ancyro*-, *Gotlando*-, and *Sphaerochitina* from the Wenlockian of Estonia. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **31**, 146–151, Tallinn. [in Russian with English summary].

NESTOR, V. (1984): Distribution of chitinozoans in the late Llandoverian Rumba Formation (Pentamerus oblongus Beds) of Estonia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **43**, 145–153, Amsterdam.

NESTOR, V. (1990): Silurian Chitinozoans. – In: KALJO, D. & NESTOR, H.N. (Eds.): Field Meeting Estonia 1990: An Excursion Guidebook, 80–83, Tallinn.

NESTOR, V. (1994): Early Silurian Chitinozoans of Estonia and North Latvia. – Academia, **4**, 163 pp., Tallinn.

NESTOR, V. (1998): Chitinozoan biofacies of late early Llandovery (*Coronograptus cyphus*) age in the east Baltic. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **47**, 219–228, Tallinn.

NESTOR, V. (1999): Distribution of chitinozoans in the Llandovery of the Oslo region. – Bolletino della Società Paleontologica Italiana, **38**, 227–238, Modena.

NESTOR, V. (2005): Chitinozoans of the *Margachitina margaritana* Biozone and the Llandovery-Wenlock boundary in West Estonian drill cores. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **54**, 87–111, Tallinn.

NESTOR, V. (2009): Chitinozoan diversity in the East Baltic Silurian. – Estonian Journal of Earth Sciences, **58**/4, 311–316, Tallinn.

NESTOR, V. (2012): A summary and revision of the East Baltic Silurian chitinozoan biozonation. – Estonian Journal of Earth Sciences, **61**/4, 242–260, Tallinn.

NESTOR, V., EINASTO, R. & LOYDELL, D.K. (2002): Chitinozoan biostratigraphy and lithological characteristics of the Lower and Upper Visby beds in the Ireviken 3 section, Northwest Gotland. – Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, **51**, 215–226, Tallinn.

NÕLVAK, J. & GRAHN, Y. (1993): Ordovician chitinozoan zones from Baltoscandia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **79**, 245–269, Amsterdam.

OKTAY, B. & WELLMAN, C.H. (2019): Palynological analysis of Upper Ordovician to Lower Silurian sediments from the Diyarbakir Basin, southeastern Turkey. – Review of Palaeobotany and Palynology, **263**, 28–46, Amsterdam.

OTTONE, E.G., HOLFELTZ, G.D., ALBANESI, G.L. & ORTEGA, G. (2001): Chitinozoans from the Ordovician Los Azules Formation, Central Precordillera, Argentina. – Micropaleontology, **47**, 97–110, New York.

OULEBSIR, L. & PARIS, F. (1995): Chitinozoaires ordoviciens du Sahara algérien: biostratigraphie et affinités paléogéographiques. – Review of Palaeobotany and Palynology, **86**, 49–68, Amsterdam.

PARIS, F. (1978): Apports du microscope électronique à balayage dans l'étude des Chitinozoaires opaques. – Annales des Mines de Belgique, **1978**, 193–202, Liège.

PARIS, F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paléozoique du sud-ouest de l'Europe. – Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, **26**, 412 pp., Rennes.

PARIS, F. (1988a): Late Ordovician and Early Silurian chitinozoans from central and southern Cyrenaica. – In: EL-ARNAUTI, A., OWENS, B. & THUSU, B. (Eds.): Subsurface palynostratigraphy of Northeast Libya, 61–71, Benghazi/Libya (Garyounis University Publications).

PARIS, F. (1988b): New chitinozoans from the Late Ordovician–Late Devonian of Northeast Libya. – In: EL-ARNAUTI, A., OWENS, B. & THUSU, B. (Eds.): Subsurface palynostratigraphy of Northeast Libya, 73–87, Benghazi/Libya (Garyounis University Publications).

PARIS, F. (1989): Chitinozoans. – In: HOLLAND, C.H. & BASSETT, M.G. (Eds.): A Global Standard for the Silurian System. – National Museum of Wales, Geological Series, **9**, 280–284, Cardiff.

PARIS, F. (1990): The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. – Review of Palaeobotany and Palynology, **66**, 181–209, Amsterdam.

PARIS, F. (1992): Application of chitinozoans in long-distance Ordovician correlations. – In: WEBBY, B.D. & LAURIE, J.R. (Eds.): Global Perspectives on Ordovician Geology, 23–33, Rotterdam (Balkema).

PARIS, F. (1996): Chitinozoan Biostratigraphy and Palaeoecology. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (Eds.): Palynology: Principles and Applications. – AASP Foundation, **2**, 531–552, Salt Lake City (Publishers Press).

PARIS, F. (1999): Palaeobiodiversification of Ordovician chitinozoans from northern Gondwana. – In: KRAFT, P. & FATKA, O. (Eds.): Quo vadis Ordovician? Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System. – Acta Universitatis Carolinae – Geologica, **43**/1/2, 283–286, Prague.

PARIS, F. & NÕLVAK, J. (1999): Biological interpretation and paleobiodiversity of a cryptic fossil group: the "chitinozoan animal". – Geobios, **32**, 315–324, Lyon.

PARIS, F., VERNIERS, J., AL-HAJRI, S. & AL-TAYYAR, H. (1995): Biostratigraphy and palaeogeographic affinities of Early Silurian chitinozoans from central Saudi Arabia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **89**, 75–90, Amsterdam.

PARIS, F., GRAHN, Y., NESTOR, V. & LAKOVA, I. (1999a): A revised chitinozoan classification. – Journal of Paleontology, **73**/4, 549–570, Tulsa.

PARIS, F., VERNIERS, J., ACHAB, A., ALBANI, R., ANCILETTA, A., ASSELIN, E., CHEN, X., FATKA, O., GRAHN, Y., MOLYNEUX, S., NÕLVAK, J., SAMUELSSON, J., SENNIKOV, N.V., SOUFIANE, A., WANG, X. & WICHESTER-SEETO, T. (1999b): Correlation of Ordovician regional chitinozoan biozonations. – In: KRAFT, P. & FATKA, O. (Eds.): Quo vadis Ordovician? Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System. – Acta Universitatis Carolinae – Geologica, **43**/1/2, 291–294, Prague.

PARIS, F., BOURAHROUH, A. & HÉRISSÉ, A.L. (2000a): The effects of the final stage of the Late Ordovician glaciation on marine palynomorphs (chitinozoans, acritarchs, leiospheres) in well N1-2 (NE Algerian Sahara). – Review of Palaeobotany and Palynology, **113**, 87–104, Amsterdam.

PARIS, F., VERNIERS, J. & AL-HAJRI, S. (2000b): Ordovician Chitinozoans from Central Saudi Arabia. – In: AL-HAJRI, S. & OWENS, B. (Eds.): Stratigraphic Palynology of the Palaeozoic of Saudi Arabia. – Special GeoArabia Publication, **1**, 42–56, Manama (Arabian Printing and Publishing House).

PARIS, F., WINCHESTER-SEETO, T., BOUMENDJEL, K. & GRAHN, Y. (2000c): Toward a global biozonation of Devonian chitinozoans. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **220**, 39–55, Frankfurt am Main.

PARIS, F., ACHAB, A., ASSELIN, E., CHEN, X.H., GRAHN, Y., NÕLVAK, J., OBUT, O., SAMUELSSON, J., SENNIKOV, J., VERNIERS, J., VECOLI, M., WANG, X.-F. & WINCHESTER-SEETO, T. (2004): Chitinozoans. – In: WEBBY, B.D., DROSER, M. & PARIS, F. (Eds.): The Great Ordovician Biodiversification Event, 294–311, New York (Columbia University Press).

PARIS, F., LE HÉRISSÉ, A., MONOD, O., KOZLU, H., GHIENNE, J.-F., DEAN, W.T., VECOLI, M. & GÜNAY, Y. (2007): Ordovician chitinozoans and acritarchs from southern and southeastern Turkey. – Revue de Micropaléontologie, **50**/1, 81–107, Paris.

PARIS, F., MILLER, M., AL-HAJRI, S. & ZALASIEWICZ, J. (2015a): Early Silurian chitinozoans from the Qusaiba type area, North Central Saudi Arabia. – Review of Palaeobotany and Palynology, **212**, 127–186, Amsterdam.

PARIS, F., VERNIERS, J., MILLER, M.A., AL-HAJRI, S., MELVIN, J. & WELLMAN, C.H. (2015b): Late Ordovician-earliest Silurian chitinozoans from Qusaiba-1 core hole (North Central Saudi Arabia) and their relation to the Hirnantian glaciation. – Review of Palaeobotany and Palynology, **212**, 60–84, Amsterdam.

PENG TANG, JIAN WANG, CHENG-YUAN WANG, RONG-CHANG WU, KUI YAN, YAN LIANG & XIN WANG (2015): Microfossils across the Llandovery-Wenlock boundary in Ziyang-Langao region, Shaanxi, NW China. – Palaeoworld, **24**, 221–230, Amsterdam.

PICKETT, J.W. (2007): Late Silurian Rugose Corals from the Cellon and Rauchkofelboden Sections (Carnic Alps, Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**, 545–550, Wien.

PLAYFORD, G. & DETTMANN, M.E. (1996): Spores. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (Eds.): Palynology: principles and applications. – AASP Foundation, **1**, 227–260, Salt Lake City (Publishers Press).

PLODOWSKI, G. (1971): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 1: Glattschalige Atrypacea aus den Zentralkarnischen Alpen und aus Böhmen. – Senckenbergiana Lethaea, **52**, 285–313, Frankfurt am Main.

PLODOWSKI, G. (1973): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 2: Rhynchonellacea aus den Zentralkarnischen Alpen. – Senckenbergiana Lethaea, **54**, 65–103, Frankfurt am Main.

PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils, Karnische Alpen, Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 121 pp., Wien.

PRIEWALDER, H. (1994): Chitinozoans of the Cellon Section (Upper Ordovician–Lower Devonian). A Preliminary Report. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (Eds.): IUGS Subcommission Silurian Stratigraphy, Field Meeting 1994. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **30**, 61–69, Wien.

PRIEWALDER, H. (1997): The distribution of the Chitinozoans in the Cellon Section (Hirnantian–Lower Lochkovian). – A Preliminary Report. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 74–85, Wien.

PRIEWALDER, H. (1999): Altpaläozoische Palynomorpha-Forschung. – In: BACHL-HOFMANN, C., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A. (Eds.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 230–233, Wien (Böhlau).

PRIEWALDER, H. (2000): Die stratigraphische Verbreitung der Chitinozoen im Abschnitt Caradoc-Lochkovium des Cellon-Profils, Karnische Alpen (Kärnten, Österreich) – Ein vorläufiger Bericht. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **91** (1998), 17–29, Wien.

PRIEWALDER, H. (2013a): Nannobacteria-like Particles in an Upper Silurian Limestone from the Cellon Section (Carnic Alps/Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 191–224, Wien.

PRIEWALDER, H. (2013b): Fossil Bacteria in an Upper Silurian Limestone from the Cellon Section (Carnic Alps/Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 225–238, Wien.

RAUSCHER, R. (1968): Chitinozoaires de l'Arénig de la Montagne Noire (France). – Revue de Micropaléontologie, **11**, 51–60, Paris.

RAUSCHER, R. (1973): Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et le Silurien en France. Etude des Acritarches, des Chitinozoaires et des Spores. – Sciences Géologiques: Mémoire, **38**, 224 pp., Strasbourg.

RAUSCHER, R. & DOUBINGER, J. (1967): Associations de Chitinozoaires de Normandie et comparaisons avec les faunes déjà décrites. – Bulletin du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **20**, 307–328, Strasbourg.

RAUSCHER, R. & DOUBINGER, J. (1970): Les Chitinozoaires des schistes à Calymène (Llanvirnien) de Normandie. – Comptes Rendus du 92ème Congrès national des Sociétés savantes, Strasbourg et Colmar 1967, **2**, 471–484, Paris.

RICHARDSON, J.B. (1996): Lower and middle Palaeozoic records of terrestrial palynomorphs. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (Eds.): Palynology: Principles and Applications. – AASP Foundation, **2**, 555–574, Salt Lake City (Publishers Press).

RISTEDT, H. (1969): Orthoceren als Leitfossilien des Silurs. – Carinthia II, **27**, 25–28, Klagenfurt.

RUBEL, M., HINTS, O., MÄNNIK, P., MEIDLA, T., NESTOR, V., SARV, L. & SIBUL, I. (2007): Lower Silurian biostratigraphy of the Viirelaid core, western Estonia. – Estonian Journal of Earth Sciences, **56**/4, 193–204, Tallinn.

SAMUELSSON, J., VAN ROY, P. & VECOLI, M. (2001): Micropalaeontology of a Moroccan Ordovician deposit yielding soft-bodied organisms showing Ediacara-like preservation. – Geobios, **34**, 365–373, Lyon.

SANTEL, W. (2001): Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen/Österreich, Teil I. – Paläontographica A, **262**, 87–191, Stuttgart.

SCHALLREUTER, R. (1963): Neue Chitinozoen aus ordovizischen Geschieben und Bemerkungen zur Gattung Illichitina. – Paläontologische Abhandlungen, **I**/4, 392–405, Berlin.

SCHALLREUTER, R. (1990): Ordovizische Ostrakoden und Seeigel der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Boehmen und Baltoskandien. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1990**, 120–128, Stuttgart.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Paleo-environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – Colloque Ordovicien-Silurien, Brest 1971. – Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, **73**, 367–377, Brest.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (Eds.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, 34–52, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – In: COCKS, L.R.M. & RICKARDS, R.B. (Eds.): A Global Analysis of the Ordovician-Silurian boundary. – Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, **43**, 107–115, London.

SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 381–418, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1997): The Silurian of Austria. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 20–41, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (2000): The Ordovician of the Southern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **91** (1998), 39–51, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & FERRETTI, A. (2015): Plöcken Formation. – In: CORRADINI, C. & SUTTNER, T.J. (Eds.): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 42–45, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & HISTON, K. (1999): The Palaeozoic of the Southern Alps. – In: HISTON, K. (Ed.): V International Symposium, Cephalopods – Present and Past. Carnic Alps Excursion Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **47**, 6–30, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & HISTON, K. (2000): The Palaeozoic Evolution of the Southern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 15–34, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & SHEEHAN, P.M. (2003): Die Krise des Lebens am Ende des Ordoviziums. – In: HANSCH, W. (Ed.): Katastrophen der Erdgeschichte – Wendezeiten des Lebens. – Museo, **19**, 82–98, Heilbronn.

SCHÖNLAUB, H.P. & SHEEHAN, P.M. (2004): The Ordovician-Silurian Boundary Event. – Field Trip Carnic Alps Guidebook, June 23–24, 2004, 40–43, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & SIMONETTO, L. (2015): Valbertad Formation. – In: CORRADINI, C. & SUTTNER, T.J. (Eds.): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 30–33, Wien.

Schönlaub, H.P., Kreutzer, L.H., Priewalder, H., Histon, K. & Wenzel, B. (1997): Stop 1: Cellon Section. – In: Schönlaub, H.P. (Ed.): IGCP-421 North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics, Guidebook. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **40**, 87–107, Wien.

Schönlaub, H.P., Histon, K. & Pohler, S. (2004): The Palaeozoic of the Carnic Alps. – Field Trip Carnic Alps Guidebook, June 23–24, 2004, 2–47, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schönlaub, H.P., Ferretti, A., Gaggero, L., Hammarlund, E., Harper, D.A.T., Histon, K., Priewalder, H., Spötl, C. & Štorch, P. (2011): The Late Ordovician glacial event in the Carnic Alps (Austria). – In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (Eds.): Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 515–526, Madrid.

Servais, T., Achab, A. & Asselin, E. (2013): Eighty years of chitinozoan research: From Alfred Eisenack to Florentin Paris. – Review of Palaeobotany and Palynology, **197**, 205–217, Amsterdam.

Sobolevskaya, R.F. (1974): New Ashgill graptolites in the middle flow basin of the Kolyma River. – In: Obut, A.M. (Ed.): Graptolites of the USSR. Nauka, Siberian Branch, 63–71, Novosibirsk [In Russian].

Soufiane, A. & Achab, A. (1993): Quelques assemblages de chitinozoaires de l'Ordovicien du Maroc, Bassin de Tadla. – Géobios, **26**, 535–553, Lyon.

Soufiane, A. & Achab, A. (2000a): Chitinozoan zonation of the Late Ordovician and the Early Silurian of the Island of Anticosti, Québec, Canada. – Review of Palaeobotany and Palynology, **109**, 85–111, Amsterdam.

Soufiane, A. & Achab, A. (2000b): Upper Ordovician and Lower Silurian chitinozoans from central Nevada and Arctic Canada. – Review of Palaeobotany and Palynology, **113**, 165–187, Amsterdam.

Steemans, P., Le Hérissé, A. & Bozdogan, N. (1996): Ordovician and Silurian cryptospores and miospores from southeastern Turkey. – Review of Palaeobotany and Palynology, **93**, 35–76, Amsterdam.

Štorch, P. & Schönlaub, H.P. (2012): Ordovician-Silurian boundary graptolites of the Southern Alps, Austria. – Bulletin of Geosciences, **87**/4, 755–766, Prague (Czech Geological Survey).

Strother, P.K. (1996): Acritarchs. – In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (Eds.): Palynology: principles and applications. – AASP Foundation, **1**, 81–106, Salt Lake City (Publishers Press).

Suttner, T.J., Schönlaub, H.P. & Ferretti, A. (2014a): Uggwa Schiefer / Uggwa Shale. – In: Piller, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, 2nd edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 64, Wien.

Suttner, T.J., Schönlaub, H.P. & Ferretti, A. (2014b): Uggwa Kalk / Uggwa Limestone. – In: Piller, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, 2nd edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 65–66, Wien.

Suttner, T.J., Schönlaub, H.P. & Ferretti, A. (2014c): Plöcken-Formation / Plöcken Formation. – In: Piller, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I, 2nd edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 66, Wien.

Swire, P.H. (1990): New chitinozoan taxa from the lower Wenlock (Silurian) of the Welsh Borderlands, England. – Journal of Micropalaeontology, **9**, 107–113, London.

Taugourdeau, P. (1961): Chitinozoaires du Silurien d'Aquitaine. – Revue de Micropaléontologie, **3**, 135–154, Paris.

Taugourdeau, P. (1962): Associations de Chitinozoaires dans quelques sondages de la Région d'Édjelé (Sahara). – Revue de Micropaléontologie, **4**, 229–236, Paris.

Taugourdeau, P. (1963): Étude de quelques espèces critiques de Chitinozoaires de la Région d'Edjelé et compléments à la faune locale. – Revue de Micropaléontologie, **6**, 130–144, Paris.

Taugourdeau, P. (1966): Les chitinozoaires. Techniques d'études, morphologie et classification. – Mémoires de la Société géologiques de France, **45**, Mémoir 104, 62 pp., Paris.

Taugourdeau, P. & de Jekhowsky, B. (1960): Répartition et description des Chitinozoaires Siluro-dévoniens de quelques sondages de la C.R.E.P.S., de la C.F.P.A. et de la S.N. REPAL au Sahara. – Revue de l'Institut Français du Pétrole, **15**, 1199–1260, Paris.

Taugourdeau, P. & de Jekhowsky, B. (1964): Chitinozoaires siluriens du Gotland; comparaison avec les formes sahariennes. – Revue de l'Institut Français du Pétrole, **19**, 845–871, Paris.

Thusu, B., Rasul, S., Paris, F., Meinhold, G., Howard, J.P., Abutarruma, Y. & Whitham, A.G. (2013): Latest Ordovician–earliest Silurian acritarchs and chitinozoans from subsurface samples in Jebel Asba, Kufra Basin, SE Libya. – Review of Palaeobotany and Palynology, **197**, 90–118, Amsterdam.

Tonarová, P., Vodrážková, S., Hints, O., Männik, M., Kubajko, M. & Frýda, J. (2019): Llandovery microfossils and microfacies of the Hýskov section, Prague Basin. – Fossil imprint, **75**, 25–43, Prague.

Tsegelnyuk, P.D. (1982): Silurian Chitinozoans from Podolia. – Naukova dumka, 160 pp., Kiev. [in Russian].

Umnova, N.I. (1976): Structural types of the prosome and operculum in the Chitinozoa and their association with genera and species. – Paleontological Journal, **4**, 393–406, Cambridge.

Umnova, N.I. (1981): Ordovician and Silurian chitinozoans from the northern part of the Russian Platform. – Paleontologicheski Zhurnal, **3**, 23–34, Moscow. [in Russian].

Vandenbroucke, T.R.A. (2008): Upper Ordovician chitinozoans from the British historical type areas and adjacent key sections. – Palaeontographical Society, Monograph, **628**/161, 1–113, London.

Vandenbroucke, T.R.A., Verniers, J. & Clarkson, E.N.K. (2003): A chitinozoan biostratigraphy of the Upper Ordovician and lower Silurian strata of the Girvan area, Midland Valley, Scotland. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, **93**, 111–134, Edinburgh.

Vandenbroucke, T.R.A., Rickards, B. & Verniers, J. (2005): Upper Ordovician chitinozoan biostratigraphy from the type Ashgill area (Cautley district) and the Pus Gill section (Dufton district, Cross Fell Inlier), Cumbria, Northern England. – Geological Magazine, **142**/6, 783–807, Cambridge.

Vandenbroucke, T.R.A., Hennissen, J., Zalasiewicz, J.A. & Verniers, J. (2008): New chitinozoans from the historical type area of the Hirnantian Stage and additional key sections in the Wye Valley, Wales, UK. – Geological Journal, **43**/4, 397–414, Chichester.

Vandenbroucke, T.R.A., Gabbott, S.E., Paris, F., Aldridge, R.J. & Theron, J.N. (2009): Chitinozoans and the age of the Soom Shale, an Ordovician black shale Lagerstätte, South Africa. – Journal of Micropalaeontology, **28**, 53–66, London.

Vandenbroucke, T.R.A., Armstrong, H.A., Williams, M., Paris, F., Zalasiewicz, J.A., Sabbe, K., Nõlvak, J., Challands, T.J., Verniers, J. & Servais, T. (2010): Polar front shift and atmospheric CO_2 during the glacial maximum of the Early Paleozoic Icehouse. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **107**/34, 14983–14986, Washington, D.C. https://doi.org/10.1073/pnas.1003220107

VANDENBROUCKE, T.R.A., MUNNECKE, A., LENG, M.J., BICKERT, T., HINTS, O., GELSTHORPE, D., MAIER, G. & SERVAIS, T. (2013): Reconstructing the environmental conditions around the Silurian Ireviken Event using the carbon isotope composition of bulk and palynomorph organic matter. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, **14**/1, 86–101, Washington, D.C. https://doi.org/10.1029/2012GC004348

VANDENBROUCKE, T.R.A., ARMSTRONG, H., WILLIAMS, M., PARIS, F., SABBE, K. & ZALASIEWICZ, J.A. (2014): Late Ordovician zooplankton maps and the climate of the Early Palaeozoic Icehouse. – In: HARPER, D.A.T. & SERVAIS, T. (Eds.): Early Palaeozoic Palaeobiogeography and Palaeogeography. – Geological Society of London, Memoirs, **38**, 391–397, London. http://dx.doi.org/10.1144/M38.24

VAN GROOTEL, G. (1990): Litho-en Biostratigraphische studie met Chitinozoa in het westelijk deel van het Massief van Brabant. – Unpublished PhD Thesis, 83 + 108 p, Rijksuniversiteit Gent.

VAN GROOTEL, G., ZALASIEWICZ, J., VERNIERS, J. & SERVAIS, T. (1998): Chitinozoa and graptolite biozonation of the Aeronian and lower Telychian in the Brabant Massif (Belgium). – In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & RÁBANO, I. (Eds.): Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. – Temas Geológico-Mineros ITGE, **23**, 135–136, Madrid.

VANMEIRHAEGHE, J. (2007): Chitinozoans of the lower Llanvirn Huy and the middle Caradoc Sart-Bernard formations (Middle to Upper Ordovician): implications for the stratigraphy of the Condroz Inlier (Belgium). – Carnets de Géologie/Notebooks on Geology – Memoir **2007**/01, Abstract 10, 59–67, Brest.

VERNIERS, J. (1982): The Silurian Chitinozoa of the Mehaigne Area (Brabant Massif, Belgium). – Professional Paper, Belgische Geologische Dienst, **1982**/6, **192**, 76 pp. + 9 Pts., Wasseiges-Braives.

VERNIERS, J. (1999): Calibration of chitinozoa versus graptolite biozonation in the Wenlock of Builth Wells district (Wales, U.K.), compared with other areas in Avalonia and Baltica. – Bolletino della Società Paleontologica Italiana, **38**, 359–380, Modena.

VERNIERS, J., NESTOR, V., PARIS, F., DUFKA, P., SUTHERLAND, S. & VAN GROOTEL, G. (1995): A global Chitinozoa biozonation for the Silurian. – The Geological Magazine, **132**, 651–666, Cambridge.

VERNIERS, J., VAN GROOTEL, G., LOUWYE, S. & DIEPENDAELE, B. (2002): The chitinozoan biostratigraphy of the Silurian of the Ronquières-Monstreux area (Brabant Massif, Belgium). – Review of Palaeobotany and Palynology, **118**, 287–322, Amsterdam.

VIDET, B., PARIS, F., RUBINO, J.-L., BOUMENDJEL, K., DABARD, M.-P., LOI, A., GHIENNE, J.-F., MARANTE, A. & GORINI, A. (2010): Biostratigraphical calibration of third order Ordovician sequences on the northern Gondwana platform. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **296**, 359–375, Amsterdam.

VILLAS, E., COLMENAR, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GARCÍA-BELLIDO, D.C., LORENZO, S., PEREIRA, S. & ÁLVARO, J.J. (2016): Biostratigraphic assessment of the uppermost Ordovician in the central Anti-Atlas (Morocco). – 60th Annual Meeting of the Palaeontological Association, Lyon (France), 14.–17.12.2016, Abstracts and AGM papers, 52, Lyon.

VOSS-FOUCART, M.F. & JEUNIAUX, C. (1972): Lack of chitin in a sample of Ordovician Chitinozoa. – Journal of Paleontology, **46**, 769–770, Tulsa.

WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, **41**, 106 pp., Wiesbaden.

WEBBY, B.D., COOPER, R.A., BERGSTRÖM, S.M. & PARIS, F. (2004): Chapter 2: Stratigraphic framework and time slices. – In: WEBBY, B.D., PARIS, F., DROSER, M.L. & PERCIVAL, I. (Eds.): The Great Ordovician Biodiversification Event, 41–47, New York (Columbia University Press).

WENZEL, B. (1997): Isotopenstratigraphische Untersuchungen an silurischen Abfolgen und deren paläozeanographische Interpretation. – Erlanger Geologische Abhandlungen, **129**, 1–117, Erlangen.

WRONA, R., BEDNARCZYK, W.S. & STEMPIEŃ-SAŁEK, M. (2001): Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician of the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. – Acta Geologica Polonica, **51**, 317– 331, Warszawa.

ZASLAVSKAYA, N.M. (1980): Silurian Chitinozoa from the Siberian Platform. – Akademija Nauk CCP, **435**, 52–80, Moskva.

ZASLAVSKAYA, N.M. (1983): Silurian of Siberian Platform, Chitinozoa. – Academy of Science of the USSR Siberian Branch, Institute of Geology and Geophysics, Transactions, **518**, 91 pp., Moscow.

Received: 9. September 2020, accepted: 1. December 2020

Plate 1

Chitinozoans from the Plöcken Formation (Hirnantian, Upper Ordovician).
Samples **128**, **129**: *M. persculptus* graptolite biozone.

Figs. 1–6: ***Armoricochitina nigerica*** **(Bouché, 1965)**

Fig. 1: Flattened specimen with short carina; L = 135 µm (x 400); slide 2020/002/0020; Englandfinder (EF): O69-1; sample **128**.

Fig. 2: Close-up of the lower part of the vesicle in Figure 1, showing the short carina and the granulation of the vesicle wall (x 500).

Fig. 3: Three-dimensional vesicle with almost completely removed carina; L = 125 µm (x 400); slide 2020/002/0022; EF: R61-1; sample **128**.

Fig. 4: Oblique view of the base of the vesicle in Figure 3 showing the remains of the carina and a shallow apical pit (x 700).

Fig. 5: Flattened specimen missing the collarette; carina partially fractured; L = 119 µm (x 450); slide 2020/002/0024; EF: N60-1; sample **128**.

Fig. 6: Close-up of the fragments of the carina in Figure 5 (x 500).

Fig. 7: ***Desmochitina minor*** **Eisenack, 1931**

Three-dimensional vesicle with partly removed collarette; L = 86 µm (x 500); slide 2020/002/0027; EF: O58; sample **129**.

Figs. 8–11: ***Tanuchitina elongata*** **(Bouché, 1965)**

Fig. 8: Broken vesicle, showing the remains of a short carina; L = 207 µm (x 300); slide 2020/002/0020; EF: P63-2; sample **128**.

Fig. 9: Close-up of the partly removed carina in Figure 8; base showing crystal imprints (x 800).

Fig. 10: Broken vesicle, showing the rudiment of a carina beneath the basal margin; L = 216 µm (x 300); slide 2020/002/0025; EF: L64-2; sample **129**.

Fig. 11: Vesicle with short carina beneath the basal margin; L = 329 µm (x 300); slide 2020/002/0022; EF: S64-3; sample **128**.

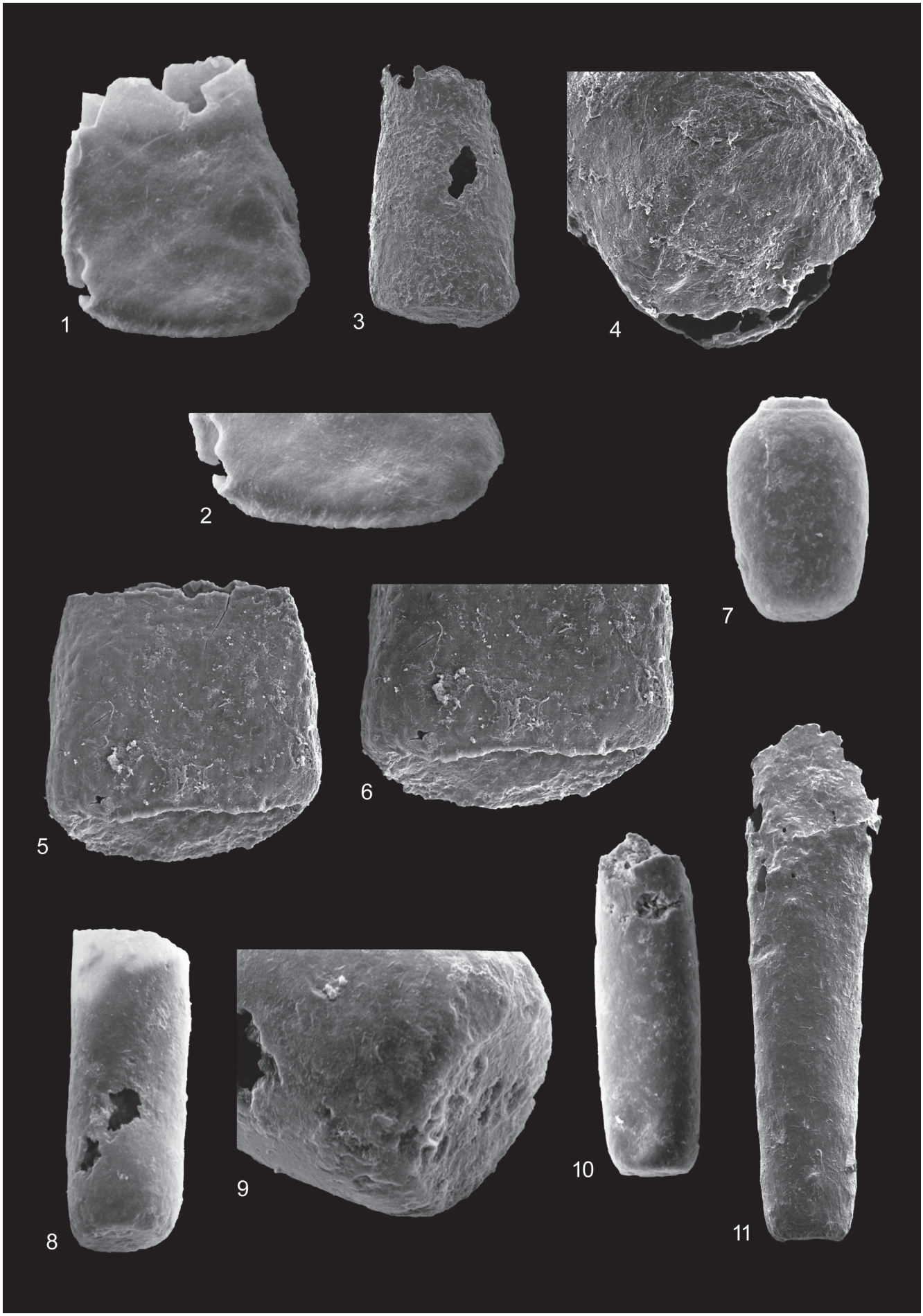

1
3
4
2
7
5
6
8
9
10
11

Plate 2

Chitinozoans from the Plöcken Formation (Hirnantian, Upper Ordovician).
Samples **126**, **128**, **129**: *M. persculptus* graptolite biozone.

Figs. 1, 2, 5: *Rhabdochitina* cf. *gracilis* Eisenack, 1962

Fig. 1: Specimen missing the upper part of the vesicle; L = 356 µm (x 300); slide 2020/002/0020; Englandfinder (EF): N61; sample **128**.

Fig. 2: Specimen missing the upper part of the vesicle; L = 293 µm (x 300); slide 2020/002/0021; EF: O61; sample **128**.

Fig. 5: View of the base of the vesicle in Figure 1 with small apical pit (x 670).

Figs. 3, 4, 6, 7: *Conochitina* sp. 1

Fig. 3: Broken specimen, missing most of the vesicle; L = 153 µm (x 350); slide 2020/002/0021; EF: M63; sample **128**.

Fig. 4: View of the vesicle base of Figure 3: a low narrow rim surrounds the apical pit (x 570).

Fig. 6: Close-up of the antiapertural part of the vesicle in Figure 7 (x 580).

Fig. 7: Broken specimen, missing the distal part of the vesicle; L = 286 µm (x 300); slide 2020/002/0026; EF: P61-1; sample **129**.

Figs. 8, 11, 12: *Conochitina* sp. 2

Fig. 8: Broken specimen, missing the distal part of the vesicle; L = 240 µm (x 300); slide 2020/002/0020; EF: O61-4; sample **128**.

Fig. 11: Broken and partly flattened vesicle; L = 214 µm (x 300); slide 2020/002/0025; EF: L64-4; sample **129**.

Fig. 12: View of the base of Figure 8 with distinct apical pit; showing inside framboidal pyrite (x 770).

Fig. 9: *Conochitina* sp. 3

Partly broken specimen, showing a gentle constriction above the basal margin; L = 168 µm (x 300); slide 2020/002/0023; EF: Q65-1; sample **128**.

Fig. 10: *Euconochitina*? sp.

Almost complete flattened vesicle; L = 239 µm (x 300); slide 2020/002/0019; EF: M61-1; sample **126**.

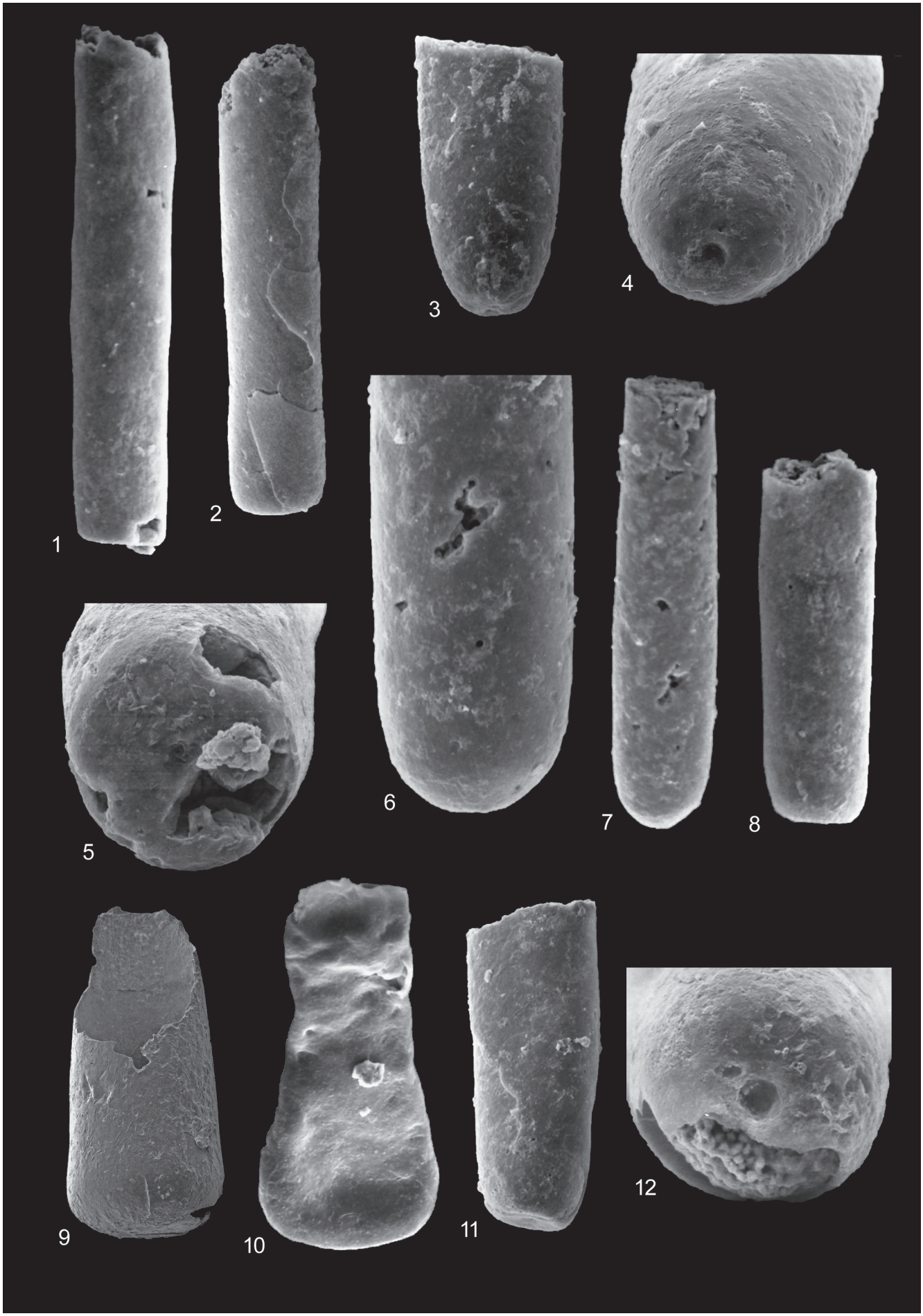

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 3

Chitinozoans from the Plöcken Formation (Hirnantian, Upper Ordovician) (Figs. 5–12) and the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery) (Figs. 1–4).

Samples **128**, **129**: *M. persculptus* graptolite biozone; sample **130**: c. 25 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*.

Figs. 1–4: ***Conochitina*** **sp. 2**

Fig. 1: Possibly reworked specimen missing the apertural part of the vesicle; L = 170 µm (x 300); slide 2020/002/0030; Englandfinder (EF): O61-3; sample **130**.

Fig. 2: View of the vesicle base with distinct apical pit of Figure 1 (x 410).

Fig. 3: View of the vesicle base of Figure 4 with distinct apical pit (x 560).

Fig. 4: Possibly reworked specimen missing the apertural part of the vesicle; L = 173 µm (x 300); slide 2020/002/0030; EF: Q61; sample **130**.

Figs. 5, 6: ***Conochitina*** **? sp.**

Fig. 5: Broken specimen showing a gentle widening in the lowermost part of the vesicle and a shallow apical pit on the base; L = 176 µm (x 300); slide 2020/002/0025; EF: K64-4; sample **129**.

Fig. 6: Close-up of the base of Figure 5 with relics of a thin wall layer (x 570).

Figs. 7, 8: ***Conochitina*** **sp. 4**

Fig. 7: Broken vesicle showing convex base with low mucron; L = 142 µm (x 350); slide 2020/002/0028; EF: K65; sample **129**.

Fig. 8: Oblique view of the base of Figure 7 with distinct mucron (x 630).

Figs. 9, 12: ***Spinachitina*** **sp.**

Fig. 9: Almost complete vesicle with scars and basal parts of detached processes; L = 126 µm (x 400); slide 2020/002/0026; EF: L62-3; sample **129**.

Fig. 12: Close-up of the basal margin of Figure 9 with the scars and basal parts of the former processes (x 730).

Figs. 10, 11: ***Euconochitina*** **sp.**

Fig. 10: Almost complete vesicle; the small holes on the basal margin are imprints of crystals; L = 216 µm (x 300); slide 2020/002/0020; EF: O66; sample **128**.

Fig. 11: Close-up of the basal margin of Figure 10 showing the imprints of crystals (x 620).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 4

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **47**: c. 30 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **130**: c. 25 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **56**: *K. o. ortus* conodont biozone.

Figs. 1–5: ***Bursachitina conica*** **(Taugourdeau & de Jekhowsky, 1964)**

Fig. 1: Sub-cylindrical vesicle; L = 189 µm (x 300); slide 2020/002/0005; Englandfinder (EF): N58-4; sample **46A**.

Fig. 2: Short conical vesicle; L = 122 µm (x 400); slide 2020/002/0012; EF: M60; sample **47**.

Fig. 3: Long sub-cylindrical vesicle; L = 241 µm (x 300); slide 2020/002/0014; EF: K59-2; sample **47**.

Fig. 4: Deformed conical vesicle; L = 155 µm (x 350); slide 2020/002/0013; EF: J62; sample **47**.

Fig. 5: Close-up of the operculum in Figure 4 (x 690).

Fig. 6: ***Bursachitina*** **sp.**

Flattened conical vesicle; L = 176 µm (x 300); slide 2020/002/0018 (vesicle lost); sample **56**.

Figs. 7, 9: ***Eisenackitina dolioliformis*** **Umnova, 1976**

Fig. 7: Stout conical vesicle with less pronounced granulation; L = 182 µm (x 300); slide 2020/002/0005; EF: G60-3; sample **46A**.

Fig. 9: Long slim vesicle exhibiting the typical ornamentation; L = 270 µm (x 300); slide 2020/002/0005; EF: N64; sample **46A**.

Fig. 8: ***Calpichitina*** **? sp.**

Antiapertural pole of a lenticular smooth specimen; no basal structure visible; Ø = 88 µm (x 500); slide 2020/002/0030; EF: P60-1; sample **130**.

Figs. 10, 11: ***Eisenackitina causiata*** **Verniers, 1999**

Fig. 10: Flattened specimen with typical ornamentation; L = 185 µm (x 300); slide 2020/002/0005; EF: L60-3; sample **46A**.

Fig. 11: Specimen with wrinkled appearance of the vesicle surface; L = 160 µm (x 300); slide 2020/002/0008; EF: K67; sample **46A**.

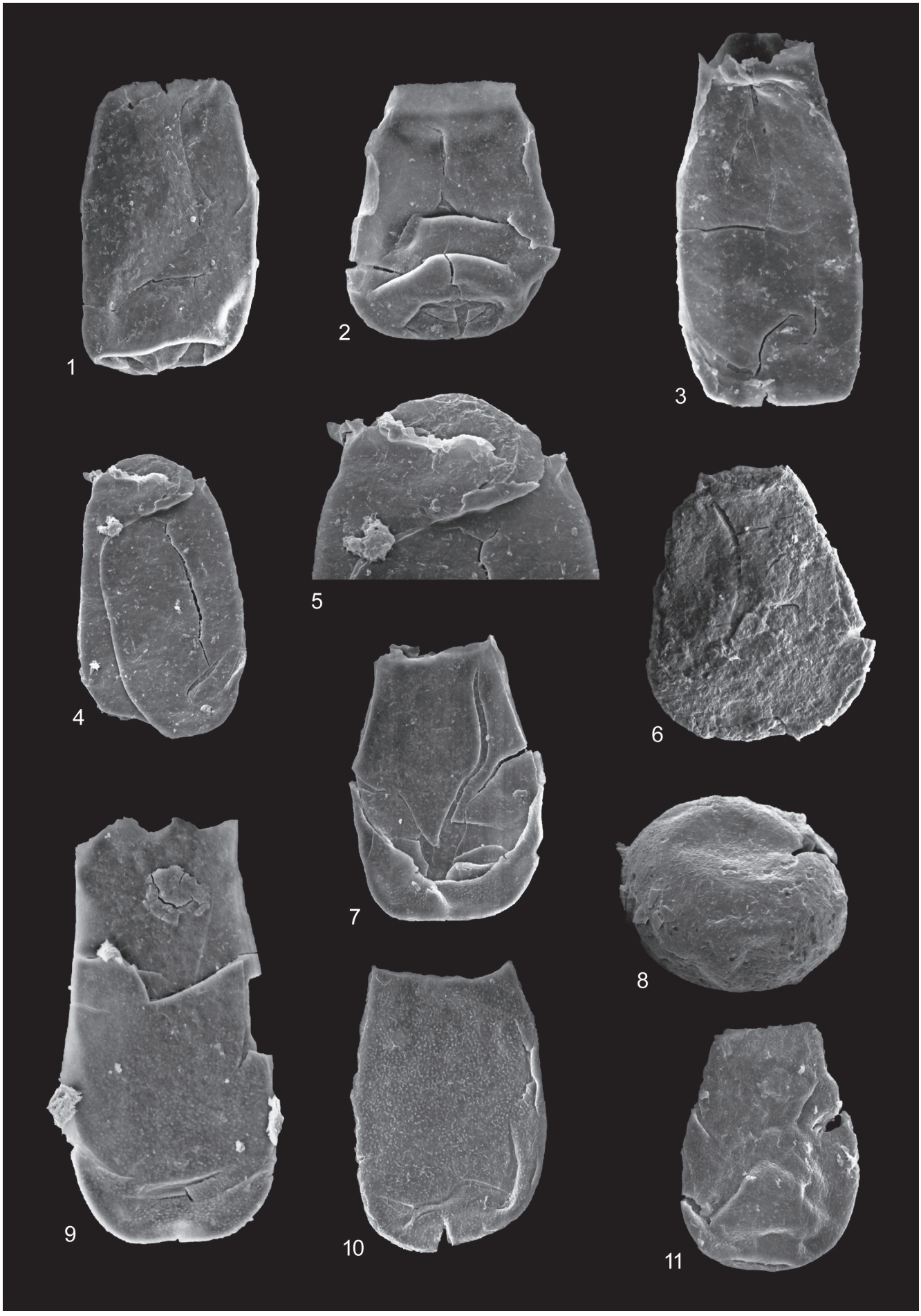

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 5

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **132**: lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; sample **133**: Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Figs. 1, 2, 4: ***Eisenackitina dolioliformis*** **Umnova, 1976**

Fig. 1: Completely preserved slender-conical specimen; L = 223 µm (x 300); slide 2020/002/0008; Englandfinder (EF): R63; sample **46A**.

Fig. 2: Close-up of Figure 1, showing the antiapertural part of the vesicle covered with coarse granulae (x 600).

Fig. 4: Close-up of Figure 1, showing the apertural part of the vesicle with considerably finer granulation and crenulate collarette (x 680).

Figs. 3, 6: ***Eisenackitina*** **cf.** ***inanulifera*** **Nestor, 2005**

Fig. 3: Flattened vesicle with damaged apertural part; L = 212 µm (x 300); slide 2020/002/0005; EF: J57-4; sample **46A**.

Fig. 6: Almost complete flattened vesicle; L = 164 µm (x 300); slide 2020/002/0010; EF: L60-4; sample **46A**.

Figs. 5, 9: ***Eisenackitina*** **sp. 1**

Fig. 5: Deformed vesicle; L = 162 µm (= x 300); slide 2020/002/0039; EF: O64-3; sample **133**.

Fig. 9: Almost complete vesicle; L = 140 µm (x 350); slide 2020/002/0033; EF: P62-1; sample **132**.

Figs. 7, 8, 10: ***Eisenackitina*** **sp. 2**

Fig. 7: Almost complete flattened vesicle; L = 225 µm (x 300); slide 2020/002/0009; EF: L69; sample **46A**.

Fig. 8: Close-up of Figure 7, showing the antiapertural part of the vesicle with dense ornamentation around the basal margin (x 460).

Fig. 10: Oblique view of the aperture of Figure 7, showing the protruding operculum (x 650).

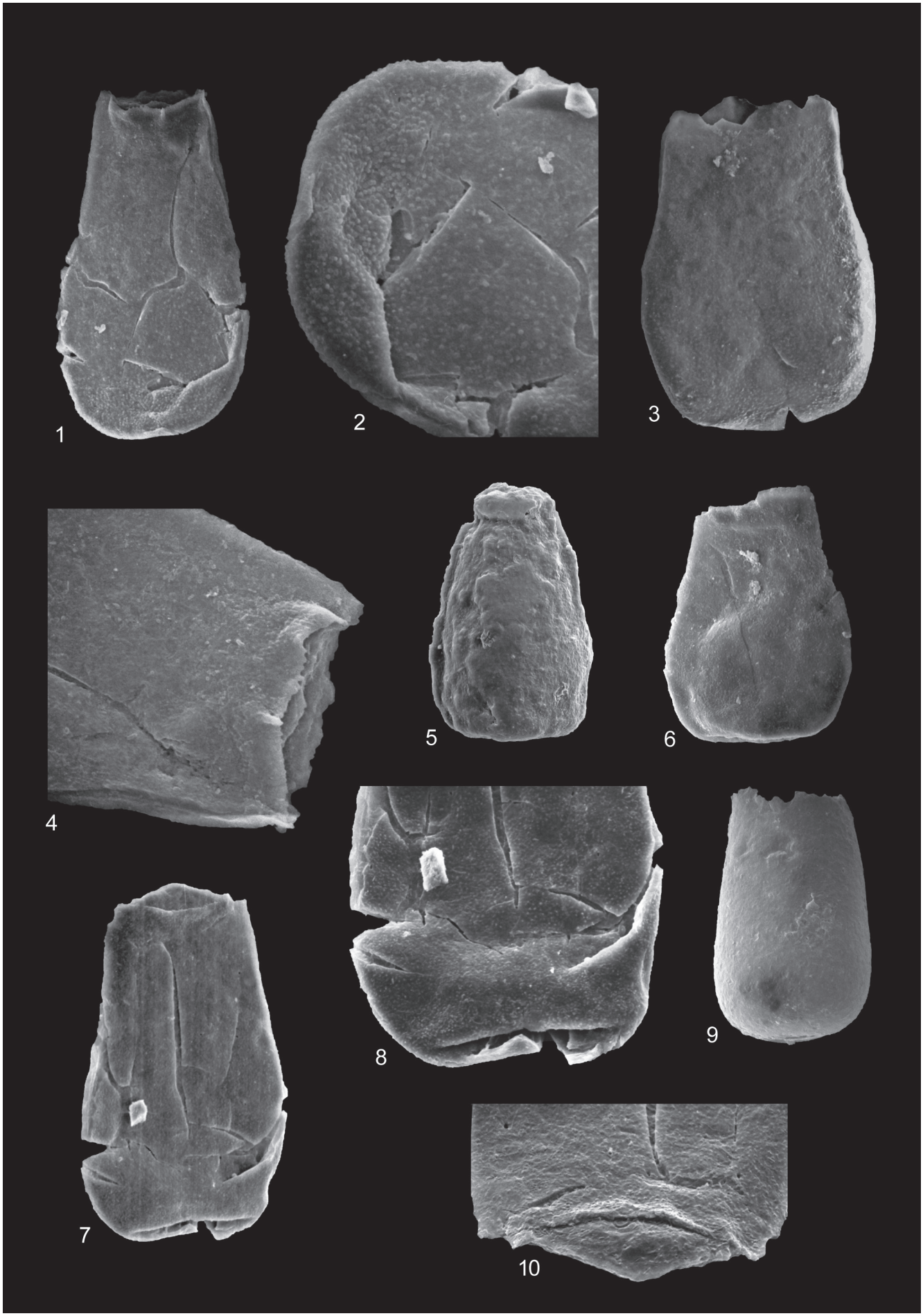

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Plate 6

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **50**: Upper (?) *P. a. angulatus* conodont biozone; sample **132**: lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Figs. 1–3: *Eisenackitina* sp. 2

Fig. 1: Complete flattened vesicle; L = 202 µm (x 300); slide 2020/002/0006; Englandfinder (EF): K62-3; sample **46A**.

Fig. 2: Close-up of Figure 1: antiapertural part of the vesicle showing the great density of tiny granulae around the basal margin (x 520).

Fig. 3: Close-up of Figure 1: apertural part of the vesicle where the ornamentation is less dense (x 620).

Figs. 4–7, 11: *Conochitina* cf. *armillata* Taugourdeau & Jekhowsky, 1960

Fig. 4: Oblique view of the specimen in Figure 5 showing the different degree of vesicle flattening and the membranous mucron (x 720).

Fig. 5: Slender flattened specimen showing a low and delicate mucron; L = 288 µm (x 300); slide 2020/002/0033; EF: O62-1; sample **132**.

Fig. 6: Questionable specimen with larger diameter and invaginated base; L = 253 µm (x 300); slide 2020/002/0036; EF: P64; sample **132**.

Fig. 7: Close up of the mucron in Figure 6 (x 480).

Fig. 11: Slender slightly flattened specimen; L = 213 µm (x 300); slide 2020/002/0034; EF: L64-2; sample **132**.

Figs. 8–10: *Conochitina* cf. *iklaensis* Nestor, 1980b

Fig. 8: Specimen missing the apertural part; L = 311 µm (x 300); slide 2020/002/0032; EF: N59-3; sample **132**.

Fig. 9: Specimen missing the apertural part; L = 311 µm (x 300); slide 2020/002/0016; EF: N62-2; sample **50**.

Fig. 10: Oblique view of the base of Figure 9, lacking a mucron (x 600).

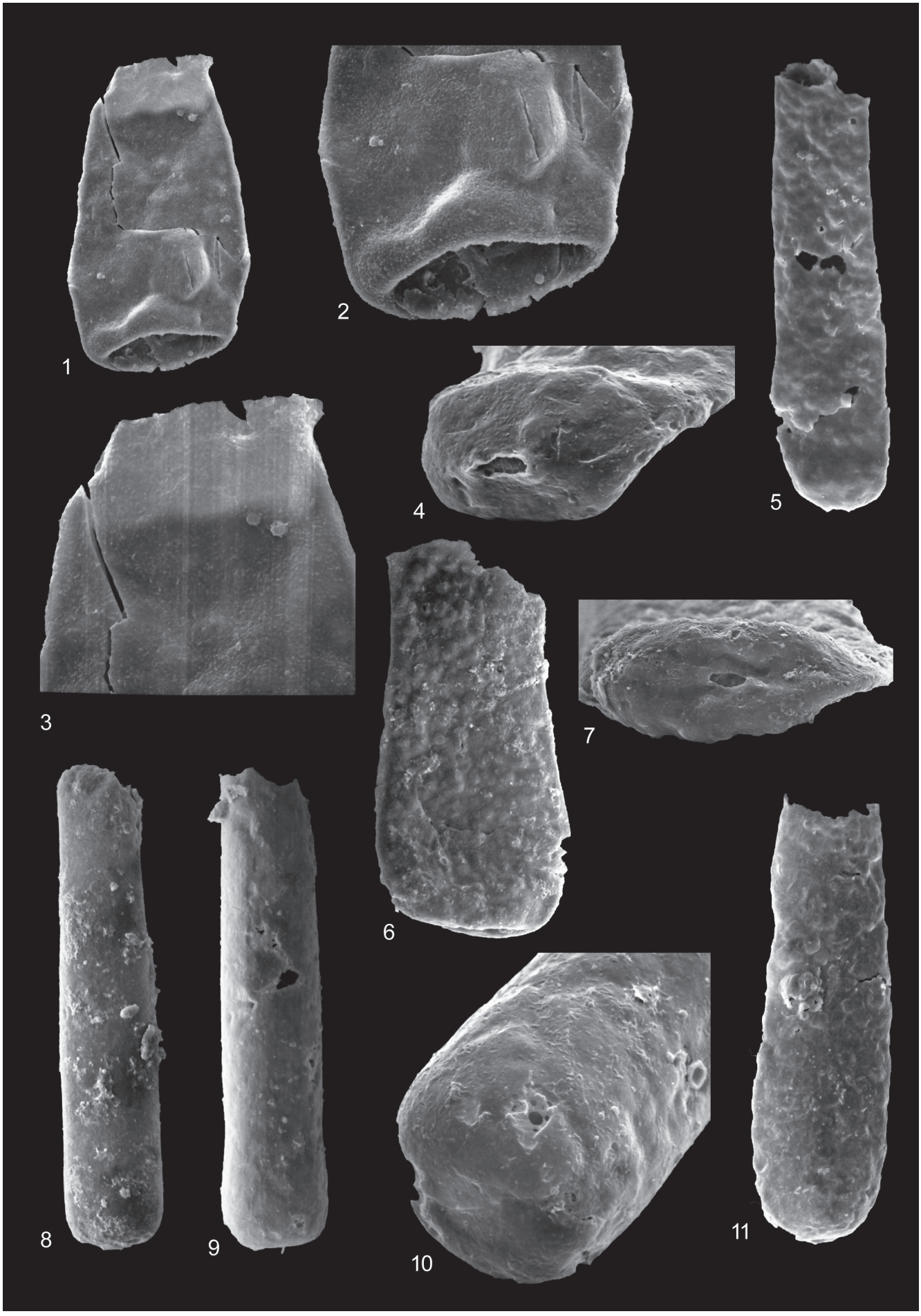

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 7

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **130**: c. 25 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **50**: Upper (?) *P. a. angulatus* conodont biozone; sample **132**: lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; sample **133**: Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Fig. 1: ***Conochitina* cf. *iklaensis*** NESTOR, **1980b**

Flattened damaged specimen missing the apertural part; L = 252 µm (x 300); slide 2020/002/0029; Englandfinder (EF): M59-1; sample **130**.

Figs. 2, 3: ***Conochitina* cf. *elongata*** TAUGOURDEAU, **1963**

Fig. 2: Flattened specimen with a constriction at about the middle of the vesicle length; L = 261 µm (x 300); slide 2020/002/0033; EF: P61; sample **132**.

Fig. 3: Oblique view of the base of Figure 2 which has been damaged by crystal imprints (x 530).

Figs. 4–8, 10, 11: ***Conochitina praeproboscifera*** NESTOR, **1994**

Fig. 4: Oblique view of the base of Figure 5 showing the mucron which is a thick 5,4 µm high rim surrounding a small apical pit (x 560).

Fig. 5: Flattened specimen missing the apertural part; L = 284 µm (x 300); slide 2020/002/0017; EF: N64-3; sample **50**.

Fig. 6: Three-dimensional vesicle with a gentle constriction just above the basal margin; L = 307 µm (x 300); slide 2020/002/0033; EF: L59-1; sample **132**.

Fig. 7: Flattened specimen with invaginated base; L = 223 µm (x 300); slide 2020/002/0017; EF: L61-1; sample **50**.

Fig. 8: Slim flattened specimen missing the apertural part; L = 272 µm (x 300); slide 2020/002/0016; EF: O61; sample **50**.

Fig. 10: Oblique view of the base of Figure 6 showing the almost completely abraded circular rim and the apical pit of the mucron (x 620).

Fig. 11: Oblique view of the base of Figure 8 showing the partly destroyed mucron (x 810).

Fig. 9: ***Conochitina* sp. B**

Thick-walled, sack-like specimen; L = 207 µm (= x 300); slide 2020/002/0037; EF: N65-3; sample **133**.

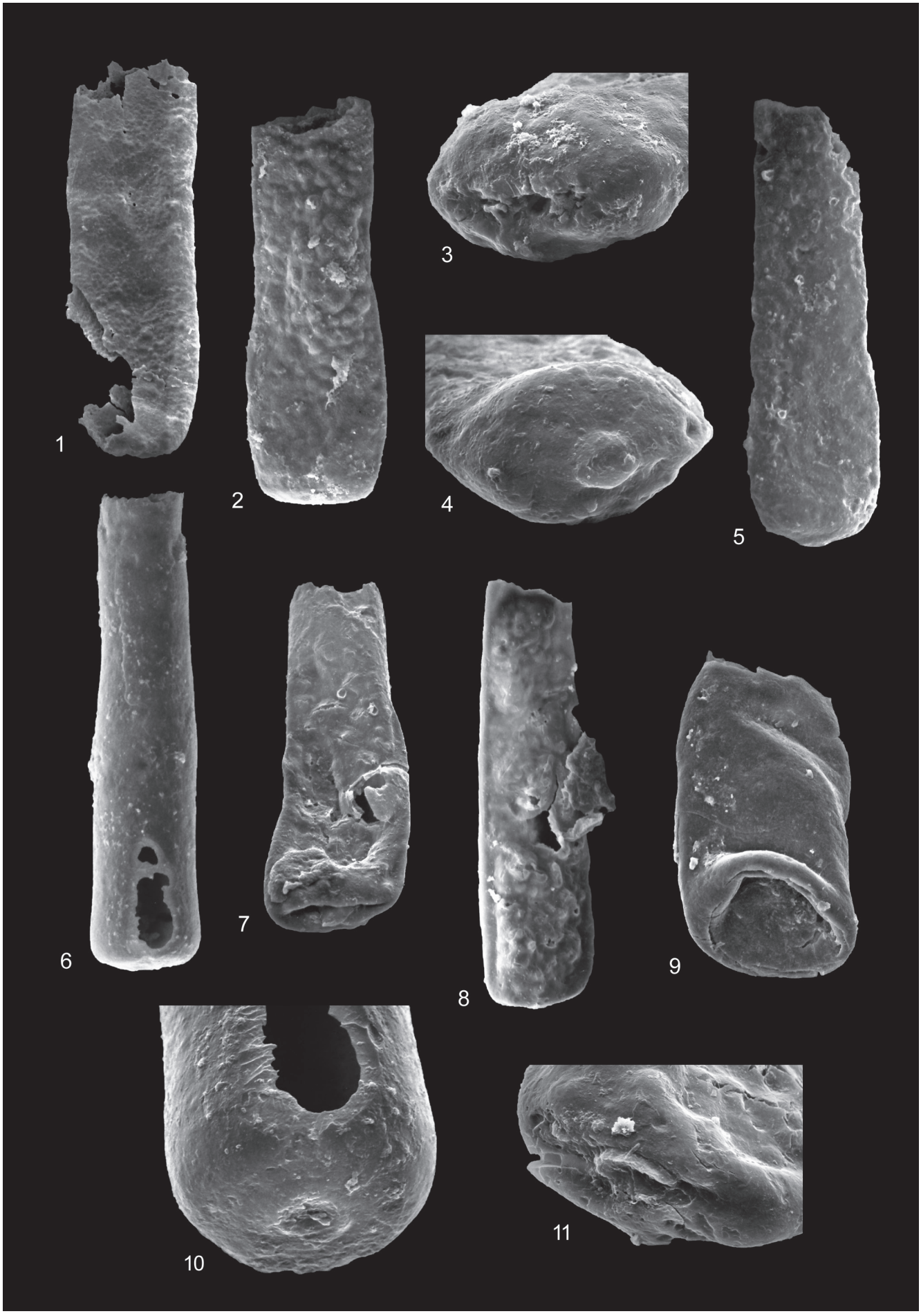

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 8

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **131**: *P. celloni* conodont superzone/Lower *P. a. angulatus* conodont biozone; sample **132**: lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Figs. 1, 2, 4, 5: *Conochitina* sp. A

Fig. 1: Vesicle fragment missing the apertural part; L = 160 µm (x 300); slide 2020/002/0034; Englandfinder (EF): L59-4; sample **132**.

Fig. 2: Oblique view of the base of Figure 1 showing a large apical structure of two concentric rims; most of the inner ridge is covered with amorphous organic material (x 630).

Fig. 4: Vesicle fragment damaged by internal crystal growth; L = 162 µm (x 300); slide 2020/002/0035; EF: O60-3; sample **132**.

Fig. 5: Oblique view of the base of Figure 4 showing a large apical pit surrounded by an almost completely abraded mucron (x 620).

Fig. 3: *Euconochitina* sp. 3 sensu Nestor, 1994?

Flattened and fractured specimen; L = 181 µm (x 300); slide 2020/002/0031; EF: N57-1; sample **131**.

Fig. 6: *Conochitina* sp. 1 sensu Mullins & Loydell, 2001

Flattened specimen, partly filled with framboids; L = 266 µm (x 300); slide 2020/002/0032; EF: K60-2; sample **132**.

Figs. 7, 8, 10: *Conochitina leviscapulae* Mullins & Loydell, 2001

Fig. 7: Flattened and fractured specimen, neck missing; L = 100 µm (x 450); slide 2020/002/0031; EF: O61-3; sample **131**.

Fig. 8: Flattened and fractured specimen, part of the neck missing; L = 122 µm (x 400); slide 2020/002/0031; EF: O66-3; sample **131**.

Fig. 10: Flattened and fractured specimen, part of the neck missing; L = 124 µm (x 400); slide 2020/002/0031; EF: P64; sample **131**.

Figs. 9, 12: *Cyathochitina* sp.

Fig. 9: Flattened smooth vesicle with a relatively wide, rigid carina; L = 146 µm (x 350); slide 2020/002/0006; EF: Q62-3; sample **46A**.

Fig. 12: Flattened smooth vesicle with a relatively wide, rigid carina; L = 128 µm (x 400); slide 2020/002/0009; EF: R68; sample **46A**.

Fig. 11: *Euconochitina* sp. 2 sensu Nestor, 1994?

Flattened, thin-walled specimen; L = 148 µm (x 350); slide 2020/002/0010; EF: N63-2; sample **46A**.

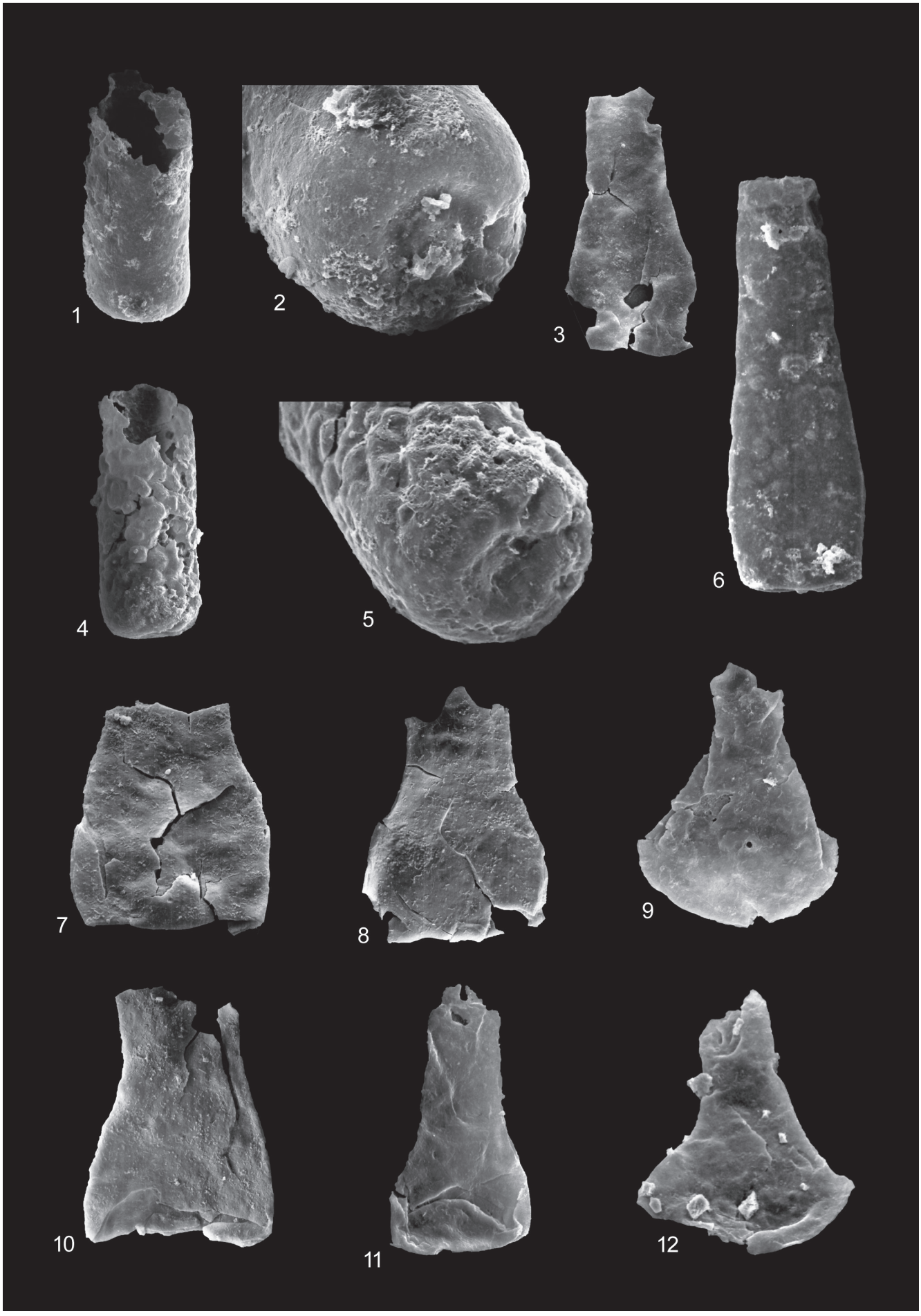

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 9

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **49**: *P. celloni* conodont superzone/Lower *P. a. angulatus* conodont biozone; sample **133**: Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Figs. 1–4: *Angochitina longicollis* Eisenack, 1959

Fig. 1: Flattened and folded vesicle; spines almost completely eroded, only a few of their bases are visible on the flanks on the right side as slightly serrated section; L = 205 µm (x 300); slide 2020/002/0005; Englandfinder (EF): K59-2; sample **46A**.

Fig. 2: Flattened vesicle missing part of the neck and covered with a few short, broad-based remnants of spines; L = 133 µm (x 400); slide 2020/002/0015; EF: M61-4; sample **49**.

Fig. 3: Oblique view of an ornamented vesicle missing a considerable part of the neck; L = 122 µm (x 400); slide 2020/002/0011; EF: M62-4; sample **46A**.

Fig. 4: Close-up of the ornamentation in Figure 3, of which only a few complete spines have been preserved; they vary from simple to bifurcated and birooted (x 900).

Figs. 5–7: *Ancyrochitina* gr. *ancyrea* Eisenack, 1931

Fig. 5: Flattened and folded vesicle with two remaining, damaged processes; L = 99 µm (x 450); slide 2020/002/0010; EF: P64-1; sample **46A**.

Fig. 6: Flattened and folded vesicle with only one remaining, damaged process; L = 90 µm (x 500); slide 2020/002/0005; EF: O60-3; sample **46A**.

Fig. 7: Flattened and folded vesicle with only one remaining, damaged process; L = 135 µm (= x 400); slide 2020/002/0010; EF: Q61; sample **46A**.

Figs. 8–10: *Sphaerochitina* sp. 1

Fig. 8: Flattened specimen with folded subspherical chamber and large cylindrical neck; L = 158 µm (x 350); slide 2020/002/0004; EF: Q59-3; sample **46A**.

Fig. 9: Flattened specimen with folded subspherical chamber and large cylindrical neck; L = 167 µm (x 300); slide 2020/002/0004; EF: R58; sample **46A**.

Fig. 10: Flattened specimen with folded subspherical chamber and large cylindrical neck; L = 176 µm (= x 300); slide 2020/002/0010; EF: R62-1; sample **46A**.

Figs. 11, 12: *Sphaerochitina* spp.

Fig. 11: Small vesicle (form A) with a broad neck and crenulate aperture (discussion under "*Sphaerochitina* spp."); L = 106 µm (x 450); slide 2020/002/0009; EF: M65-2; sample **46A**.

Fig. 12: Vesicle (form B) with a pear-shaped chamber and dense granulation on the wall surface (discussion under "*Sphaerochitina* spp."); L = 122 µm (x 400); slide 2020/002/0038; EF: M63; sample **133**.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 10

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery).

Sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **132**: lowermost *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; sample **133**: Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone.

Figs. 1–3: *Sphaerochitina* sp. 2

Fig. 1: Flattened specimen with basal parts of a few spines at the transition from the chamber to the neck; L = 168 µm (= x 300); slide 2020/002/0037; Englandfinder (EF): Q65; sample **133**.

Fig. 2: Flattened and fractured specimen; L = 162 µm (x 300); slide 2020/002/0006; EF: J60-3; sample **46A**.

Fig. 3: Flattened and fractured specimen; L = 144 µm (= x 350); slide 2020/002/0007; EF: N60-2; sample **46A**.

Figs. 4, 5: *Lagenochitina* sp. 1

Fig. 4: Flattened vesicle with broken chamber and collarette; neck partly filled with crystals; L = 150 µm (x 350); slide 2020/002/0006; EF: L61-3; sample **46A**.

Fig. 5: Three-dimensional tear-shaped vesicle with destroyed apertural area; L = 143 µm (x 350); slide 2020/002/0036; EF: L68-2; sample **132**.

Fig. 6: *Lagenochitina* sp.

Single specimen, flattened and fractured, with asymmetrical pear-shaped chamber, a short (11 µm) cylindrical neck and a relatively long (25 µm), flaring collarette; L = 171 µm (= x 300); slide 2020/002/0008; EF: M59-3; sample **46A**.

Figs. 7–12: Ancyrochitininae indet.

Fig. 7: Specimen with a conical chamber and short relic of a thin process (Group A); L = 171 µm (x 300); slide 2020/002/0008; EF: L68-3; sample **46A**.

Fig. 8: Specimen with an ovoid chamber and a short relic of a thin process (Group B); L = 135 µm (x 400); slide 2020/002/0008; EF: R62-1; sample **46A**.

Fig. 9: Specimen with an ovoid chamber and a short relic of an irregular nodular process such as in some *Plectochitina* taxa (Group B); L = 135 µm (x 400); slide 2020/002/0007; EF: H63-4; sample **46A**.

Fig. 10: Single specimen with a short relic of a very thick process such as in some *Plectochitina* taxa (Group E); L = 153 µm (x 350); slide 2020/002/0005; EF: L65-2; sample **46A**.

Fig. 11: Single chamber fragment with a very thick process such as in some *Plectochitina* taxa (Group E); D = 72 µm; slide 2020/002/0004; EF: O55-4; sample **46A**.

Fig. 12: Single specimen with a short, conical, non-branching process (Group D); L = 124 µm (x 400); slide 2020/002/0006; EF: K60-1; sample **46A**.

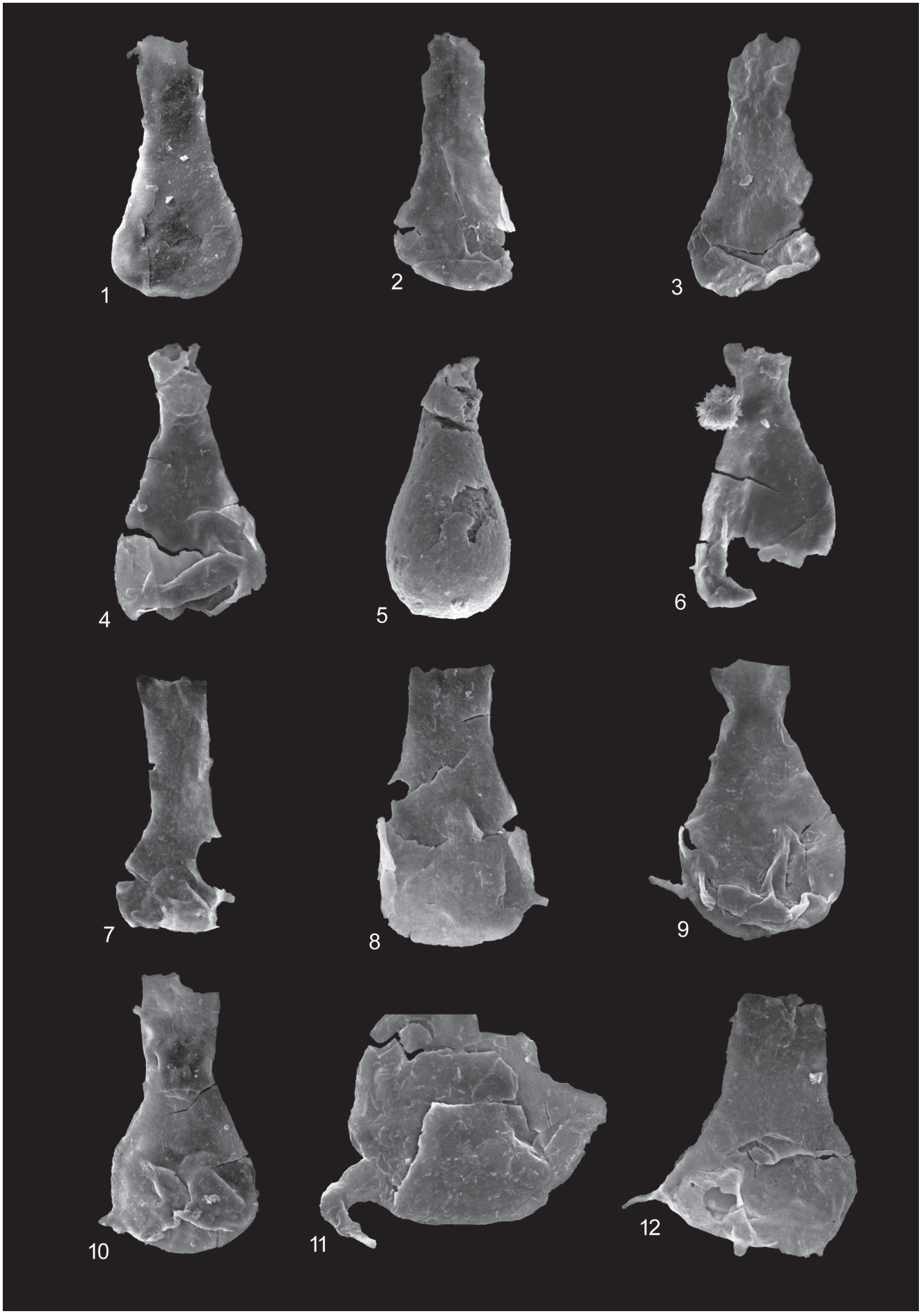

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 11

Chitinozoans from the lower part of the Kok Formation (Telychian, Llandovery) (Figs. 1–6) and graphitic particles from the Plöcken Formation (Hirnantian, Upper Ordovician) (Figs. 7–11).

Sample **45**: *M. persculptus* graptolite biozone; sample **46A**: c. 95 cm below the first documented occurrence of *P. celloni*; sample **133**: Lower *P. a. amorphognathoides* conodont biozone; sample **136**: *K. o. ortus* conodont biozone.

Fig. 1: Ancyrochitininae indet.

Specimen with a spherical chamber, a short relic of a thin process and a granulated surface (Group C); L = 122 µm (= x 400); slide 2020/002/0040; Englandfinder (EF): M60-2; sample **136**.

Figs. 2–6: Lagenochitinidae indet.

Fig. 2: Specimen with a conical chamber (Group A); L = 149 µm (x 350); slide 2020/002/0009; EF: N69-2; sample **46A**.

Fig. 3: Specimen with a granulated ovoid chamber (Group B); it resembles *Sphaerochitina solutidina* Paris, 1988b; L = 126 µm (x 400); slide 2020/002/0039; EF: O62-3; sample **133**.

Fig. 4: Specimen with a spherical chamber and a relatively short, slightly flaring neck (Group C); it resembles *Sphaerochitina solutidina* Paris, 1988b; L = 122 µm (x 400); slide 2020/002/0008; EF: P62-4; sample **46A**.

Fig. 5: Specimen with a spherical chamber and a long slender cylindrical neck (Group C); L = 159 µm (x 350); slide 2020/002/0006; EF: N63; sample **46A**.

Fig. 6: Specimen with a spherical chamber and a relatively short, slightly flaring neck (Group C); it resembles *Sphaerochitina solutidina* Paris, 1988b; L = 137 µm (x 400); slide 2020/002/0005; EF: N58-2; sample **46A**.

Figs. 7–11: Graphitic particles

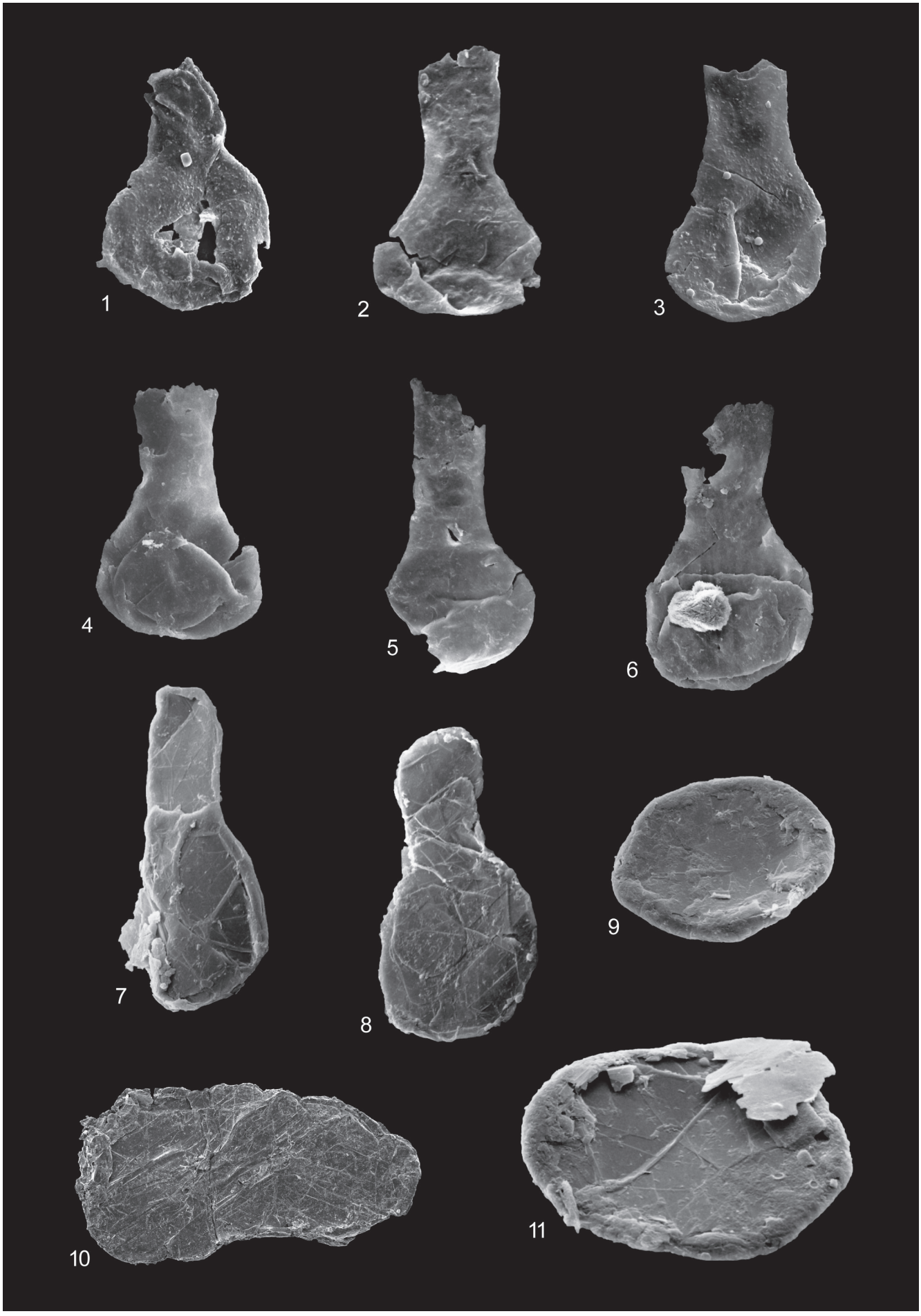
Fig. 7: Thin crumpled graphitic particle with chitinozoan-like appearance; L = 208 µm (x 300); slide 2020/002/0002; EF: N64-2; sample **45**.

Fig. 8: Thin crumpled graphitic particle with chitinozoan-like appearance; L = 200 µm (x 300); slide 2020/002/0001; EF: P59-2; sample **45**.

Fig. 9: Flattened circular object of biological origin (sphaeromorph?, foraminifer?): its central part shows a crumpled mica-like appearance; Ø = 120 µm (x 350); slide 2020/002/0002; EF: M64-1; sample **45**.

Fig. 10: Thin crumpled graphitic particle resembling a poorly preserved scolecodont; L = 440 µm (x 150); slide 2020/002/0003; sample **45**.

Fig. 11: Flattened circular object of biological origin (sphaeromorph?, foraminifer?): its central part shows a crumpled mica-like appearance; Ø = 180 µm (x 350); slide 2020/002/0002; EF: R64-2; sample **45**.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 131–175 | Wien, Dezember 2020

A Systematic Study of upper Silurian (Ludfordian) Nautiloid Cephalopods from the Eggenfeld Section (Graz Palaeozoic, Styria, Austria)

KATHLEEN HISTON[1] & FRITZ MESSNER[2]

3 Text-Figures, 8 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
163 Voitsberg / NL 33-02-28 Voitsberg

Nautiloids
Upper Silurian
Messner Collection
Eggenfeld Section
Graz Palaeozoic
Styria
Austria

Contents

Abstract . . . 132
Zusammenfassung . . . 132
Introduction . . . 132
Geological Setting . . . 133
Previous Nautiloid Studies . . . 133
Nautiloid Material Studied . . . 134
  Messner Collection . . . 134
  Stratigraphy and Associated Faunas . . . 134
  Taphonomy of the Nautiloid Assemblage . . . 135
Diversity and Palaeobiogeography . . . 135
  Diversity of the Nautiloid Fauna . . . 135
  Palaeobiogeography of the Nautiloid Fauna . . . 136
Systematic Palaeontology . . . 136
  Introductory note . . . 136
  Systematics . . . 137
  Class Cephalopoda CUVIER, 1797 . . . 137
  Subclass Actinoceratoidea TEICHERT, 1933 . . . 137
  Order Actinocerida TEICHERT, 1933 . . . 137
  Family Ormoceratidae SAEMANN, 1853 . . . 137
    Genus *Metarmenoceras* FLOWER, 1940 . . . 137
  Subclass Nautiloidea AGASSIZ, 1847 . . . 137
  Order Orthocerida KUHN, 1940 . . . 137
  Superfamily Orthoceratacea M'COY, 1844 . . . 137
  Family Orthoceratidae M'COY, 1844 . . . 137
  Subfamily Michelinoceratinae FLOWER, 1945 . . . 137
    Genus *Michelinoceras* FOERSTE, 1932 . . . 137
    Genus *Merocycloceras* RISTEDT, 1968 . . . 138
    Genus *Kopaninoceras* KISELEV, 1969 . . . 139
    Genus *Plagiostomoceras* TEICHERT & GLENISTER, 1952 . . . 140
  Subfamily Kionoceratinae HYATT in ZITTEL, 1900 . . . 140
    Genus *Kionoceras* HYATT, 1884 . . . 140
    Genus *Parakionoceras* FOERSTE, 1928 . . . 142
  Subfamily Leurocycloceratinae SWEET, 1964 . . . 143
    Genus *Metaspyroceras* FOERSTE, 1932 . . . 143
    Genus *Orthocycloceras* BARKSOV, 1972 . . . 144

1 KATHLEEN HISTON: Via Mazzini 4, 21039 Valganna (Va), Italy. hiscat@interfree.it
2 FRITZ MESSNER: Auenbruggergasse 8, 8073 Feldkirchen bei Graz, Austria. fritz.messner@gmx.com

Family Anaspyroceratidae Chen in Chen, Liu & Chen, 1981 . . . 145
Genus *Calorthoceras* Chen in Chen, Liu & Chen, 1981 . . . 145
Family Arionoceratidae Dzik 1984 . . . 146
Genus *Arionoceras* Barskov, 1966 . . . 146
Family Geisonoceratidae Zhuravleva 1959 . . . 148
Genus *Geisonoceras* Hyatt, 1884 . . . 148
Genus *Murchisoniceras* Babin, 1966 . . . 148
Genus *Columenoceras* Barskov, 1960 . . . 149
Genus *Temperoceras* Barskov, 1960 . . . 153
Family Paraphragmitidae Flower in Flower & Kummel, 1950 . . . 154
Genus *Cyrtocycloceras* Foerste, 1936 . . . 154
Superfamily Pseudorthoceratacea Flower & Caster, 1935 . . . 154
Family Pseudorthoceratidae Flower & Caster, 1935 . . . 154
Subfamily Spyroceratinae Shimizu & Obata, 1935 . . . 154
Genus *Pseudocycloceras* Barskov, 1959 . . . 154
Acknowledgements . . . 155
References . . . 155
Plates . . . 159

Abstract

A nautiloid cephalopod assemblage from the upper Silurian (Ludfordian) K1 dolomitic horizons of the Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic, Styria, Austria is systematically described and illustrated herein. 18 genera and 33 species are represented in the collection from the Ormoceratidae, Michelinoceratinae, Kionoceratinae, Leurocycloceratinae, Anaspyroceratidae, Geisonoceratidae, Paraphragmitidae and Spyroceratinae. The assemblage is biostratigraphically constrained by conodonts within the *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, confirming a Ludfordian age, and is comparable with that of the Cephalopod Limestone Biofacies interval defined by the presence of elements of the *Cardiola alata – Cardiola conformis* Bivalve Communities recognized in Bohemia and the Carnic Alps. The cephalopod fauna from the Graz Palaeozoic shows close affinities with the upper Silurian Bohemian and SW Sardinian *Kopaninoceras thyrsus – Orthocycloceras fluminese* nautiloid assemblages and is comparable with Ludfordian nautiloid faunas from the Carnic Alps, Elbersreuth (Bavaria, Germany) and Morocco. The data suggest that during this late Silurian interval the Graz Palaeozoic was palaeogeographically close in position to terranes located along the North Gondwana margin. The presence of comparative faunas occurring in upper Silurian sequences of Poland, Kazakhstan and Middle Asia as well as the British Isles indicate faunal exchange with Baltica and Avalonia and across the Rheic Ocean by currents due to southward moving oceanic circulation patterns and suggests evidence for possible migratory events. The assemblage can be compared with the globally recognized Ludfordian *Kozlowskii* Event.

Systematische Untersuchung der obersilurischen (Ludfordium) nautiloiden Cephalopoden des Profils Eggenfeld (Grazer Paläozoikum, Steiermark, Österreich)

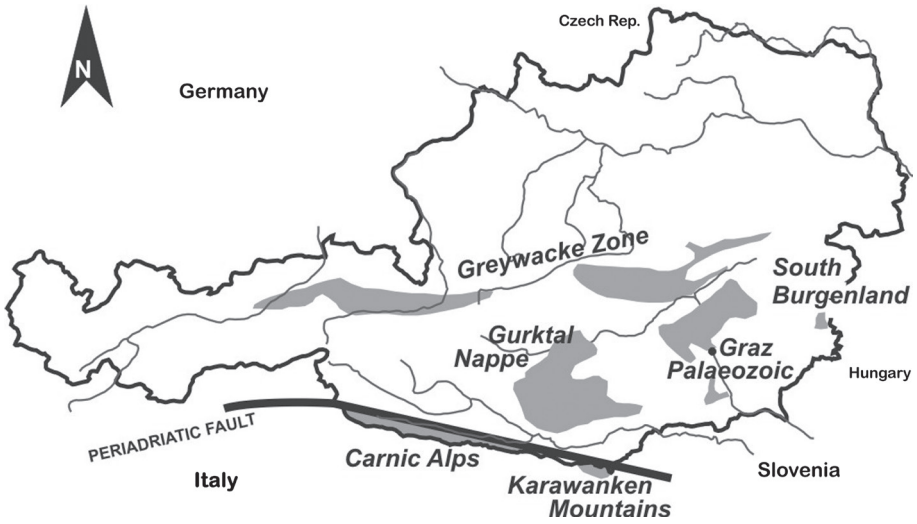
Zusammenfassung

Ein Vorkommen von Nautiloideen aus dem obersilurischen (Ludfordium) K1 Dolomit-Horizont des Profils Eggenfeld im Grazer Paläozoikum wird systematisch beschrieben und abgebildet. In der Aufsammlung sind 18 Gattungen mit 33 Arten der Ormoceratidae, Michelinoceratinae, Kionoceratinae, Leurocycloceratinae, Anaspyroceratidae, Geisonoceratidae, Paraphragmitidae und Spyroceratinae vertreten. Das Vorkommen ist biostratigrafisch durch Conodonten eingegrenzt und liegt innerhalb der *Polygnathoides siluricus* Conodonten Biozone, die ein Ludfordium-Alter belegt. Die untersuchte Fauna ist somit vergleichbar mit Abfolgen einer Cephalopodenkalk-Biofazies, die durch das Auftreten von Elementen der *Cardiola alata – Cardiola conformis* Bivalven-Gemeinschaft geprägt ist, wie sie aus Böhmen und den Karnischen Alpen bekannt ist. Diese Fauna des Grazer Paläozoikums zeigt enge Beziehungen zu obersilurischen böhmischen und südwestsardinischen *Kopaninoceras thyrsus – Orthocycloceras fluminese* Nautiloideen-Zusammensetzungen und ist vergleichbar mit ebensolchen Faunen des Ludfordiums der Karnischen Alpen, Elbersreuths (Bayern, Deutschland) und Marokkos. Die Ergebnisse lassen darauf schließen, dass die paläogeografische Position des Grazer Paläozoikums während dieses Abschnittes des späten Silurs in einem Gebiet entlang des Randes von Nord-Gondwana lag. Das Auftreten von vergleichbaren obersilurischen Faunen in Polen, Kasachstan und Mittelasien sowie der Britischen Inseln legen einen Faunenaustausch mit Baltica und Avalonia durch südwärts gerichtete Meeresströmungen des Rheischen Ozeans nahe, wodurch auf mögliche Migrationsereignisse in diesem Zeitraum zu schließen ist. Die Zusammensetzung der Fauna kann mit dem weltweit aufgetretenen *Kozlowskii* Event im Ludfordium verglichen werden.

Introduction

This is the second of a series of papers on the nautiloid cephalopod fauna from the Eggenfeld Section of the Graz Palaeozoic located in eastern Austria in the Province of Styria (Text-Fig. 1). The first paper outlined the tectonic, sedimentological, and stratigraphical setting of the Eggenfeld Section from where the nautiloid faunas have been collected as well as illustration of the variety of taphonomic features observed within different cephalopod-bearing levels and a discussion of the palaeobiogeographical significance of the upper Silurian nautiloid faunas from the Graz Palaeozoic (for details refer to Histon et al., 2010). A preliminary list of genera was provided as well as illustrations of a few representative specimens of common taxa. Some of those preliminary assignments are revised herein.

This paper comprises a detailed systematic study of the mainly orthoconic nautiloid faunas from the K1 fossiliferous dolomitic level of the late Silurian, Ludfordian (*Polygnathoides siluricus* conodont biozone) part of the stratigraphic section (Text-Fig. 2). Due to the large number of specimens (more than 800) from this level alone within the Messner Collection, we propose to dedicate a separate publication to the cyrtoconic and coiled morphological forms from the



Text-Fig. 1.
Location map of the Graz Palaeozoic and other remnants of Palaeozoic strata in Austria (Greywacke Zone, South Burgenland, Gurktal Nappe, Nötsch, the Carnic Alps, the Karawanken Mountains). The Periadriatic Line separates the Carnic Alps and the Karawanken Mountains (Southern Alps) from the Eastern Alps (after HISTON et al., 2010: Fig. 1).

K1 level. Another paper will follow shortly which will constitute the second part of the systematic study of the Ludfordian interval.

Study of the faunas from the higher K2 level bioclastic limestones/dolomites of the late Silurian/Early Devonian interval continues. The final paper in this series will address the Pridoli (*Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis* conodont biozone) to earliest Lochkovian (*Icriodus woschmidti* conodont biozone) portion of the Messner Collection. This stratigraphical division is considered important, as the nautiloid assemblages will thus be described within precise biostratigraphical zonations, which are globally recognized and underline their use as biostratigraphical markers. The study is a contribution to the ongoing systematic description by diverse research groups of Silurian nautiloid cephalopods within a well-defined biostratigraphic framework in order to elaborate their use as a tool for biostratigraphic correlation and palaeobiogeographic reconstructions (see examples in EVANS et al., 2014; HISTON et al., 2010; MANDA & KŘÍŽ, 2006).

Geological Setting

The Graz Palaeozoic, located in eastern Austria (Text-Fig. 1), extends over approximately 1,250 km^2 and is divided into a basal, intermediate and upper nappe group (FRITZ & NEUBAUER, 1990) based on lithological similarities, the tectonic position as well as the metamorphic superimposition of successions. The stratigraphic sequence indicates a sedimentation area changing from a passive continental margin with intraplate volcanism to shelf and platform geometries during Silurian to Devonian time (HUBMANN & MESSNER, 2007). The sequence of the Rannach Nappe starts with the predominantly alkaline, subordinately acidic metavolcanites (tuffs, lavas) of the Kehr Formation (Text-Fig. 2). The succeeding Kötschberg Formation is comprised predominantly of dolostones, argillaceous shales and silty shales representative of a pelagic environment during the Ludlow to Lochkovian interval (EBNER, 1976, 1994). The Eggenfeld Section belongs to the Eggenfeld Member (FLÜGEL & HUBMANN, 2000) of the Kötschberg Formation (Ludfordian–Lochkovian). Carbonate levels K1, K2 and K3 of the section are dark grey, bedded dolomites and/or dolomitic limestones (Text-Fig. 2), locally rich in fossils and differentiated on the basis of their microfacies into: bioclastic dolosparites to biodolosparites, biodolosparites and biomicrites (microsparites). The nautiloid assemblage studied herein originates from the K1 level. A more detailed account of the geological and tectonic setting, sedimentology and stratigraphy of the Eggenfeld Section may be found in HISTON et al. (2010, and references therein).

Previous Nautiloid Studies

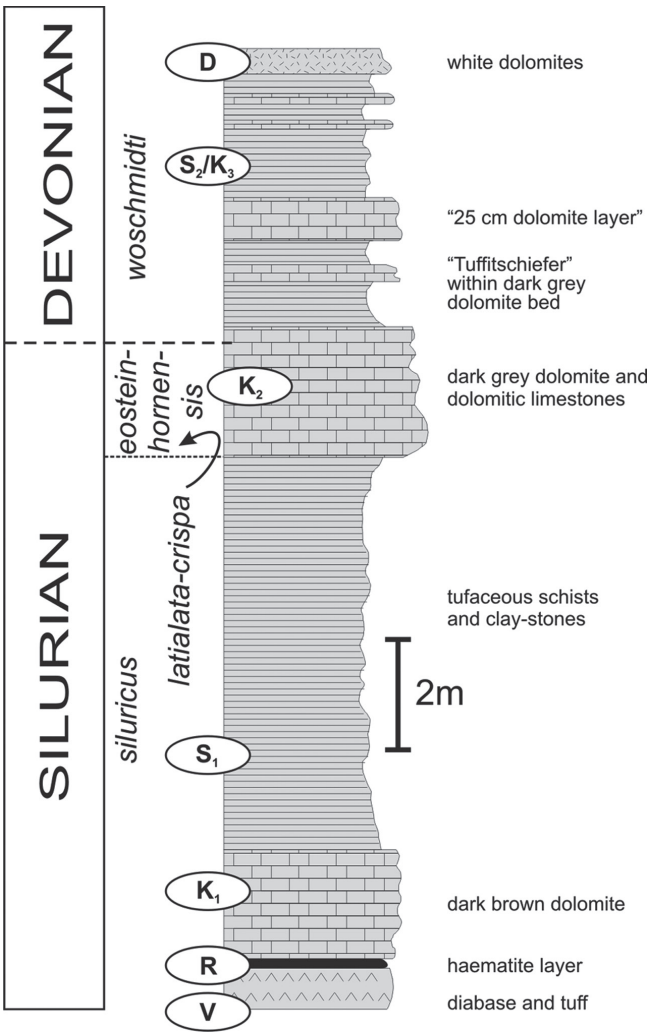
Despite the abundance of nautiloid cephalopods in the upper Silurian of the Graz Palaeozoic, their study has been largely restricted to brief mentions of orthocones/orthocerids in faunal lists, or as *Orthoceras* limestones in more general geological studies of the area: HERITSCH (1930); EBNER (1976, 1994); FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972); NEUBAUER (1989); HIDEN (1995); FLÜGEL & HUBMANN (2000); HUBMANN & MESSNER (2005). The only systematic study of nautiloids is related to the finding of a specimen of the graptolite *Bohemograptus bohemicus tenuis* at the base of the Eggenfeld Section, documenting the presence of the *Leintwardinensis* graptolite biozone (HIDEN, 1996). Three taxa of nautiloid cephalopods occurring in the overlying dolomite beds were described and figured: *Kionoceras* cf. *bronni* (BARRANDE, 1868), *Cyrtocycloceras* cf. *urbanum* (BARRANDE, 1866) and *Oonoceras*? sp., all comparable with taxa from the Ludlow in age Kopanina Formation in the Prague Basin (HIDEN, 1996: 81–84, Taf. 2, Figs. 1–4). Three additional figures show two polished longitudinal specimens determined as indeterminate Orthocerida as well as a polished block with various *Orthoceras* specimens (HIDEN, 1996: Taf. 1, Figs. 3–5). Another Text-Figure shows a small block with oriented orthocones (HIDEN, 1996: Abb. 4). A rose diagram of the current orientation of 79 orthoconic nautiloids on the bedding plane shows a dominant SW to NE trend (HIDEN, 1996: Abb. 3). The cephalopod-bearing level was correctly ascribed to the cephalopod limestone biofacies and compared to stratigraphically coeval occurrences from the *siluricus* conodont biozone in the Prague Basin, the Carnic Alps and in Sardinia. The author emphasises in this

very nice study that there is an abundance of cephalopods occurring within different levels at the Eggenfeld Section but that he has just selected a few well-preserved specimens to describe.

Nautiloid Material Studied

Messner Collection

The Eggenfeld Section is not easily accessible, as it is located at an altitude of 440 m within a forest on a steep slope on the flank of Eggenberg Hill, located north of the village of Eggenfeld in the surroundings of Graz (Styria, Austria). The richness of Silurian fossils at this locality had long been noted during early geological surveys in the area, however, surprisingly few systematic studies or collections of these faunas were ever carried out (see above). The second author (F.M.) has been collecting fossiliferous material at this locality over many years, in particular in the interval between 2000 and 2009, from loose blocks in rockfalls below the K1 and K2 levels (Text-Fig. 2).



Text-Fig. 2.
Stratigraphy of the Eggenfeld Section. The haematite layer (R) separates rocks of the Kehr Formation (below) from the Kötschberg Formation (above). V – diabase and tuffs; K – carbonates; S – tuffaceous schists; D – dolomite. After HISTON et al. (2010: Fig. 4).

He has a profound knowledge of the faunas occurring in the area and has worked in close collaboration with research groups at the University of Graz on a variety of projects (HUBMANN et al., 2003; HUBMANN & MESSNER, 2005, 2007; MESSNER, 2009). Even if the specimens have not been collected *in situ*, there is no doubt about the age of the material, as individual units of the bioclastic limestone/dolomitic strata are quite distinctive. After collection, the specimens are individually numbered, catalogued, photographed and stored within the second author's own personal collection and, given a provisional identification and taxonomic assignment. The Messner Collection includes other fossil groups such as bivalves, brachiopods, corals, and trilobites of Silurian/Devonian age. After publication, specimens from the Messner Collection are housed at the Universalmuseum Joanneum, Department for Geology & Palaeontology (Graz, Austria) where they are accessible for further study.

The nautiloid specimens studied herein originate from the K1 level and were prepared using a pneumatic preparation tool and a small chisel. Longitudinal sections were made using a modified tile-cutting machine and then polished by hand using a 1,200 grade of grit sandpaper. Photographs taken using a Nikon Coolpix 5000, D70, D800 and D850 (F.M.) and Nikon D3000 with macro zoom lens and Traveler USB Microscope images (K.H.). The specimens were studied using a Reichert (Austria) binocular microscope and measurements taken using standard vernier calipers. The terminology and measurements used in descriptions accord with the Treatise Part K (TEICHERT, 1964).

Stratigraphy and Associated Faunas

The associated faunas within the K1 horizon include conodonts denoting the *Polygnathoides siluricus* conodont biozone (EBNER, 1976). The discovery of *Bohemograptus bohemicus tenuis* within a tuffitic layer at the base of the section within the Kehr Formation (HIDEN, 1996) confirms the presence of the *Leintwardinensis* graptolite biozone, indicating that Level K1 is younger than the base of the *Leintwardinensis* graptolite biozone. Crinoids, rare small brachiopods and tabulate corals were figured in HUBMANN & MESSNER (2005: Pl. 3). A varied bivalve fauna has been collected from the K1 level by the second author (F.M.) and the specimens are figured herein with tentative generic assignments but are not systematically described (Pl. 8). The assemblage includes *Cardiola* sp., *Cardiola* cf. *alata*, *Cardiola* cf. *conformis*, *Cardiolinka* cf. *bohemica*, and forms compared with *Dualinids* (KŘÍŽ, pers. comm., 2020). The bivalve assemblage has been compared with the bivalve communities of Ludfordian age in the Prague Basin (KŘÍŽ, 1979; 1999a; 2007; MANDA & KŘÍŽ, 2006) and other localites such as SW Sardinia (KŘÍŽ & SERPAGLI, 1993), the Carnic Alps (KŘÍŽ, 1999b) and the Frankenwald in Germany (KŘÍŽ, 2011) in order to determine a precise placement of the K1 level within the cephalopod limestone biofacies intervals defined for the Silurian (KŘÍŽ, 1998). Both, the bivalve and nautiloid assemblages suggest that the level is comparable with the *Cardiola alata* – *Cardiola conformis* Bivalve Communities of Ludfordian age (KŘÍŽ, pers. comm., 2020).

Taphonomy of the Nautiloid Assemblage

The variety of taphonomic features observed in the cephalopod-bearing horizons at the Eggenfeld Section were described and illustrated with four representative samples by HISTON et al. (2010: 70–71; Figs. 5–8) who discussed the palaeogeographical distribution, depositional setting and microfacies of the Silurian cephalopod limestones as well as the typical features of this recurring biofacies.

FERRETTI & KŘÍŽ (1995) carried out a detailed microfacies study of diverse horizons of the cephalopod limestone biofacies in the Prague Basin, recognising two distinct depositional environments: one in a deeper setting, but influenced by surface currents and one within a shallower setting affected by storm action. The cephalopod-bearing beds from the K1 portion of the Eggenfeld Section also show diverse orientation of the nautiloid conchs on the bedding surfaces and taphonomic features which are indicative of small-scale depositional cycles within this succession. The uni-directional orientation of fragmented conchs, sometimes showing opposed apical directions within a fossil hash (HISTON et al., 2010: Figs. 6–7; see also HIDEN, 1996: Fig. 3; HUBMANN & MESSNER, 2007: Pl. 1) may indicate deposition by surface currents as illustrated by HUBMANN & MESSNER (2007: Pl. 1, Fig. 3) for the Kotschberg Formation of the Graz Palaeozoic. Taphononic features such as clustering of smaller orthoconic shells alongside oriented large specimens, sheltering by benthic faunas such as trilobites within empty shells (Pl. 1, Fig. 1) and telescoping of smaller shells within larger conchs are commonly observed (see also HIDEN, 1996: Fig. 4; HUBMANN & MESSNER, 2007: Pl. 1, Fig. 1). The perpendicular orientation of conchs to one another (HISTON et al., 2010: Fig. 5; see also HIDEN, 1996: Pl. 1, Fig. 5) may indicate deposition by a bi-modal current with episodes of higher energy within a more-shallower setting such as that illustrated by HUBMANN & MESSNER (2007: Fig. 3) for the underlying Kehr Formation.

The fossiliferous material has clearly also suffered the effects of dolomitization as corrosion of the conch surface and friability of the specimens, preserved for the most part as moulds has rendered identification of external ornament problematic, and sectioning to reveal internal morphology largely unsuccessful.

Diversity and Palaeobiogeography

As stated in the general discussion in the first paper of this series on the Silurian nautiloid cephalopods from the Eggenfeld Section of the Graz Palaeozoic the importance of nautiloid cephalopods for biostratigraphy and palaeobiogeography is dependent on detailed systematic studies within precisely constrained stratigraphic intervals (HISTON et al., 2010: 70–72; EVANS et al., 2014). The Silurian Cephalopod Limestone Biofacies is well developed all along the northern Gondwana margin and these horizons with rich nautiloid and bivalve faunas may be traced from Morocco, the Ossa Morena Zone (SW Spain), Montagne Noire (France), SW Sardinia, the Carnic Alps, the Prague Basin as well as to North Asia (KŘÍŽ, 1998; HISTON et al., 2010 and references therein). The present systematic study of the Ludfordian in age nautiloid assemblage from the K1 level (Text-Fig. 2) now also documents through comparison of the diversity of the mainly pelagic and nektonic species the presence of another example of this biofacies within the Graz Palaeozoic depositional setting.

Diversity of the Nautiloid Fauna

Based on the study of over 800 specimens, the nautiloid cephalopod assemblage consists of 33 species belonging to 18 genera representing seven families and two orders. Most specimens are fragmented and form a fossil-hash accumulation within dark grey, bedded dolomites and/or dolomitic limestones differentiated on the basis of their microfacies into bioclastic dolosparites to biodolosparites (see details in HUBMANN & MESSNER, 2007; HISTON et al., 2010 and references therein). Thirty-two genera of the Orthocerida are documented and their longiconic forms with a nektonic mode of life include *Michelinoceras*, *Kopaninoceras*, *Plagiostomoceras*, *Temperoceras, Columenoceras* and *Geisonoceras*, which dominate the assemblage both in individual numbers and specific diversity. The frequently occurring orthoconic annulated forms, including *Metaspyroceras*, *Calorthoceras* and *Orthocycloceras,* as well as those with longitudinal ornament such as *Kionoceras* and *Parakionoceras* show a greater generic than specific diversity, and represent typical elements of pelagic communities in outer shallow shelf environments.

The orthoconic annulated forms have been distinguished on the basis of their ornamentation into three groups: reticulate, transverse, and longitudinal. The latter are by far the most numerous. It should be noted, however, that due to the poor preservation of the ornamentation, this has led to much difficulty in determination, especially where other features are not observed and hence some clarification is needed herein in support of these assignments. The reticulate annulated forms assigned to *Calorthoceras* show longitudinal ribbing that is quite dense and lacks the typical widely spaced stronger ribbing. This is thought to be due to the poor preservation of the conch surfaces and dolomitic nature of the sediment. *Metaspyroceras* taxa have been separated from the latter by their oblique annulations and suture form. Many of the longitudinally densely ribbed, more apically annulated forms are assigned tentatively to *Parakionoceras* as the ornament seems to justify this, however, other annulated forms showing only longitudinal striae are assigned with doubt as Gen. et sp. indet. to the Kionoceratinae. Juvenile *Columenoceras* specimens showing annulations and transverse striae have been distinguished from those of *Orthocycloceras* taxa on other features including the conch form, less rounded annulations, fading of annulations adorally, cameral depth and siphuncle size. Yet again, this has proved to be problematic due to their preservation. *Cyrtocycloceras* has been distinguished from the latter on the basis of its more rapidly tapering form.

The assemblage may be compared with longer ranging elements of the coeval Southwest Sardinian occurrences (GNOLI & SERPAGLI, 1991) of the *Merocycloceras declive* – *Cryptocycloceras*? *deludens* Silurian nautiloid assemblage occurring in the *A. ploeckensis* and *P. siluricus* conodont biozones. However, six of the seven taxa of the succeeding *Kopaninoceras thyrsus* – *Orthocycloceras fluminese* assemblage of the later

Oz. crispa – Oz. snajdri to *O. eosteinhornensis – I. woschmidti* conodont biozones are documented from the K1 horizon. Therefore, the Eggenfeld assemblage shows more affinities with the *Merocycloceras declive – Cryptocycloceras*? *deludens* assemblage, which is dominated by a more cosmopolitan nektonic fauna even though this assemblage seems to be slightly younger in age. The assemblage compares well with that of the cephalopod limestone interval of the *Cardiola alata – Cardiola conformis* Bivalve Communities defined by KŘÍŽ (1998) as eight of the 15 commonly occurring in this assemblage nautiloids are present.

There has been no findings of juvenile taxa such *Sphaerorthoceras* or *Hemicosmoceras*, which may be indicative of a turbulent environment not suited to their preservation, however, they are frequently found in coeval assemblages from similar depositional settings in the Carnic Alps, SW Sardinia and the Prague Basin therefore their absence here may have significance. In addition, there is also the absence of any new taxa, especially at specific level. Some poorly preserved orthoconic specimens are left in open nomenclature for now pending further study as indeterminate orthocones (approx. 5 % of the collection) and have not been described systematically below. However, nearly all have been assigned at least to generic level. The lack of juveniles and new taxa may indicate that the assemblage represents a *Biotic Migration Event* as defined by STIGALL et al. (2017) which record the large-scale dispersal of taxa from one biogeographic area to another and such faunas in particular are lacking new species. This episode of migration of nautiloid faunas into this depositional area could have been facilitated during the Ludfordian *Kozlowskii* Event marked by a global sea-level highstand.

Palaeobiogeography of the Nautiloid Fauna

Those taxa representing shallower water pelagic nautiloid species described here are common to Bohemia (MANDA & KŘÍŽ, 2006), the Graz Palaeozoic and the Carnic Alps, indicating free faunal exchange between the three areas, and their likely close proximity during the Ludfordian interval of the late Silurian. The more nektonic elements of the faunas reflected exchange between the various North Gondwana terranes, as well as with Baltica and the Urals; the latter possibly via the Southern Tropical Current (MANDA, 2008). The presence of the cosmopolitan nektonic longiconic form *Temperoceras* is significant. *Temperoceras* occurs within the Ludfordian all along the North Gondwana area, sometimes forming a distinctive layer of aligned specimens on the bedding plane often referred to in the literature as the *Temperoceras* beds, horizons or limestone. The *Temperoceras* beds were identified as a *Time Specific Facies* by HISTON (2012a, b). *Temperoceras*, is widespread in the Wenlock and in particular the Ludlow strata of England and the Welsh Borderlands, emphasizing the possibility of migration events originating from Avalonia.

The presence of a bivalve assemblage representative of the *Cardiola alata – Cardiola conformis* Bivalve Communities (see chapter "Stratigraphy and associated faunas" above and Plate 8) recognized in Bohemia and the Carnic Alps provides additional support of faunal exchange during this interval between the Peri Gondwana Terranes. Both, the nautiloid and bivalve assemblages documented herein allow a precise comparison with the *Neocucullograptus kozlowskii* Event during the Ludfordian in the Prague Basin, which coincides with both climatic and ocean circulation changes leading to a globally recognized sea level highstand (MANDA & KŘÍŽ, 2006). As this event is placed within a stratigraphic interval which post-dates the *Bohemograptus bohemicus tenuis* graptolite biozone and is contemporaneous with the *Polygnathoides siluricus* conodont biozone (MANDA & KŘÍŽ, 2006) it may be inferred that deposition of the K1 cephalopod-bearing level at the Eggenfeld Section was also a consequence of this event, as there is a sudden change from a shallow-shelf environmental setting as a distinct nektonic and pelagic fauna is introduced into the assemblage. This change may be compared to the deposition of the cephalopod limestones of the *Cardiola* Formation in the Carnic Alps during the highstand maximum of the *Polygnathoides siluricus* conodont biozone interval (BRETT et al., 2009).

In contrast to studies on the late Silurian faunas from the Austrian Carnic Alps, the Italian Carnic Alps, SW Sardinia, Morocco and the Prague Basin, to date, the Graz Palaeozoic assemblages have not played a part in palaeobiogeographic reconstruction models for inference of microterrane positions, sea level oscillations and tropical/cool current regime and migrational seaways along the North Gondwana Margin and across the Rheic Ocean (FRANKE et al., 2017; TORSVIK & COCKS, 2013, 2017; VON RAUMER et al., 2013, 2015). The K1 level cephalopod limestone was deposited contemporaneously with those in the Ludfordian of Morocco (KRÖGER, 2008), Elbersreuth in the Frankenwald of Germany (HELLER, 1925; KŘÍŽ, 2011), the Carnic Alps of Austria (BRETT et al., 2009; HISTON, 2012b) and the Prague Basin (MANDA & KŘÍŽ, 2006) and shows comparable nautiloid and bivalve assemblages. It therefore has relevance as a biostratigraphical marker within the Silurian. Concluding discussion of the palaeodiversity and palaeobiogeographical implications of the Eggenfeld Section upper Silurian to Lower Devonian nautiloid assemblages will be included in the final paper of this series.

Systematic Palaeontology

Introductory Note

The higher taxonomic classification system of the Treatise (MOORE, 1964) has been followed where possible with modifications based on more recent systematic works where appropriate. Synonymies include only the original systematic descriptions of the species in question or publications where new generic combinations have been cited. Sectioning of selected specimens was carried out in order to facilitate identification; however, significant internal features are rarely seen clearly due to recrystallization or the fragmentary and dolomitic nature of the specimens. This has led to some taxa being assigned with doubt. A small percentage of the material from the collection were too badly preserved to be identified to generic level and are referred to here as indeterminate orthocones, but not included below under the systematic descriptions. The first author (K.H.) is solely responsible for the systematic descriptions and taxonomic assignments of the nautiloid faunas, as well as the conclusions drawn regarding

their palaeobiogeographical affinities. The second author (F.M.) carried out the field collection, stratigraphic collocation, preparation of specimens, and all the photography. The Messner Collection of nautiloid cephalopods from the Eggenfeld Section (Graz Palaeozoic, Austria) studied herein is housed in the Universalmuseum Joanneum, Department for Geology & Palaeontology (Graz, Austria) under accession numbers UMJGP 211325–UMJGP 211334 and UMJGP 220093–UMJGP 220145, UMJGP 220156–UMJGP 220191. In some descriptions below several specimens are included as additional material under one single number. The associated fauna of bivalves figured herein is housed under accession numbers UMJGP 220146 to UMJGP 220155.

Systematics

Class Cephalopoda Cuvier, 1797
Subclass Actinoceratoidea Teichert, 1933
Order Actinocerida Teichert, 1933
Family Ormoceratidae Saemann, 1853
Genus *Metarmenoceras* Flower, 1940

Type species: By original designation *Metarmenoceras bilaterale* Flower, 1940. Gaspé, Canada. Lower Devonian.

Diagnosis: Small orthoconic conch, armenoceroid siphuncle, compressed central canal, bilateral radial canals branching off at right angles.

Metarmenoceras? sp.

(Pl. 1, Figs. 2–4)

Material studied: One specimen – UMJGP 220186. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: The specimen consists of a longitudinally sectioned orthocone measuring 93 mm in length preserved on a polished block of cephalopod-bearing limestone. It is incomplete both apically and adorally with maximum diameter adorally of 13 mm and minimum diameter apically of 7 mm. Conch expands at an angle of 4°. The cross-section of the conch is difficult to determine due to the obliqueness of the section but is assumed to be circular. The body chamber is long being 76 mm in length. Two cameral chambers are preserved with transverse sutures that laterally slope slightly adorally, cameral depth being about 25 %. The position of the siphuncle in the polished sectioned specimen is not clear and is assumed to be subcentral to subventral. Siphuncle globular in form, expanded within the cameral chamber with width greater than length in the ratio 5:4. The siphuncular segment preserved is observed as a globular trace with the darker calcitic remnant of the annulosiphonate deposit showing a medial trace comparable to a central canal and less distinct lateral branching. Septal necks apparently cyrtochoanitic.

Remarks: The specimen is very poorly preserved and provides little information for identification except the globular siphuncular segments and remnants of endosiphuncular deposits and a canal system making it comparable to the Actinocerids. It is assigned with doubt to *Metamenoceras* Flower.

Silurian occurrence: Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Ludfordian.

Subclass Nautiloidea Agassiz, 1847
Order Orthocerida Kuhn, 1940
Superfamily Orthocerataceae M'Coy, 1844
Family Orthoceratidae M'Coy, 1844
Subfamily Michelinoceratinae Flower, 1945
Genus *Michelinoceras* Foerste, 1932

Type species: By original designation *Orthoceras michelini* Barrande, 1866. Bohemia Faunes Silurien III, etage E (e2), F (f2).

Diagnosis: Long, slender, subcyclindrical orthocones, circular cross-section, long camerae, long body chamber, siphuncle central to subcentral, cylindrical in form, empty, septal necks orthochoanitic, cameral deposits developed.

Michelinoceras cf. *currens* (Barrande, 1866)

(Pl. 1, Figs. 5–9)

1860 *Orthoceras currens* Barrande. – Barrande, 624 (*nomen nudum*).

1866 *Orthoceras currens* Barrande. – Barrande, Pls. 221, 222.

1870 *Orthoceras currens* Barrande. – Barrande, Pls. 407, 411.

1874 *Orthoceras currens* Barrande. – Barrande, 628.

1962 *Michelinoceras currens* (Barrande). – Flower, 10.

Type species: By original designation *Orthoceras currens* Barrande, 1866. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, expansion angle 4–5°, relatively short camerae.

Material studied: Three specimens – UMJGP 211331, UMJGP 220187, UMJGP 220188. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Based on UMJGP 211331. The orthoconic specimen is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 80.1 mm in length. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 12 mm and minimum apically 6 mm. Conch expands at an angle of 4–5°. The conch surface is smooth. The junction of the phragmocone and body chamber is directly transverse. Sutures are straight, directly transverse and widely spaced, being more than

four fifths the conch diameter in depth. The siphuncle is central in position and one tenth the conch diameter.

In the sectioned specimens UMJGP 211331 and UMJGP 220188 (Pl. 1, Figs. 7, 9) the septal depth is approximately four fifths the conch diameter. Siphuncle central and cylindrical, however, exposure not always complete in the polished sections studied therefore foramen width approximately between one tenth to one twelfth of conch diameter. The septal necks may be observed even if the siphuncular segments are not clearly exposed and are equal in length to the foramen. No cameral or siphonal deposits preserved.

Remarks: The slender conch, narrow siphuncle and chamber length allow the specimens to be assigned to *Michelinoceras currens* (BARRANDE). It differs from *M. michelini* in the greater angle of expansion, shorter camerae and narrower siphuncle.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria and Italy, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia and Middle Asia.

Silurian Range: Silurian.

Michelinoceras cf. *michelini* (BARRANDE, 1866)

(Pl. 1, Figs. 10–12)

1866 *Orthoceras michelini* BARRANDE. – BARRANDE, Pl. 221.

1870 *Orthoceras currens* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 381, 442, 447.

1874 *Orthoceras currens* BARRANDE. – BARRANDE, 642.

1932 *Michelinoceras michelini* (BARRANDE). – FOERSTE, 51.

1962 *Michelinoceras michelini* (BARRANDE). – FLOWER, 10.

Type species: By original designation *Orthoceras michelini* BARRANDE, 1866. Bohemia Faunes Silurien III, etage E (e2), F (f2).

Diagnosis: as above for genus, elongate, slender slowly expanding conch, long camerae, narrow central siphuncle.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220189, UMJGP 220190, UMJGP 220191. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Based on UMJGP 220190. The orthoconic specimen is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 120.2 mm in length. The cross-section is almost circular with a maximum diameter adorally of 13 mm and minimum apically of 5 mm. Conch expands at an angle of 3°. The conch surface is smooth. The junction of the phragmocone and body chamber is directly transverse. The sutures are straight, directly transverse and widely spaced, their distance apart being more than twice the conch diameter. The siphuncle is central in position and one twelfth of the conch diameter. In the sectioned specimen, the septal depth is approximately 100 % the conch diameter. Siphuncular segments are not preserved. No cameral or siphonal deposits preserved.

Remarks: The diagnostic slender conch, long chambers and distinctive small siphon allow these specimens to be compared only with *Michelinoceras michelini* (BARRANDE), however, as the internal morphology is not preserved a definitive assignment is not possible.

Silurian occurrence: Cosmopolitan species: Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy, France, Graz Palaeozoic, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia, Kazakhstan and Middle Asia, Japan, China, USA.

Silurian Range: Silurian.

Genus *Merocycloceras* RISTEDT, 1968

Type species: By original designation *Merocycloceras declivis* RISTEDT, 1968. Rauchkofel Boden, Carnic Alps, Austria. Lower Ludlow.

Diagnosis: Slender, orthoconic annulated conch, slowly tapering, annulations slightly oblique more pronounced apically, compressed cross-section, sutures transverse, distant one third conch diameter, siphuncle subcentral, septal necks orthochoanitic.

Merocycloceras cf. *declivis* RISTEDT, 1968

(Pl. 1, Figs. 13–14)

1968 *Merocycloceras declivis* RISTEDT. – RISTEDT, 247, Pl. 1, Figs. 8, 9–11, Text-Fig. 3:3D.

Type species/Diagnosis: as above for genus.

Material studied: One specimen – UMJGP 211330. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: The specimen is incomplete apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 110 mm in length. The cross-section is circular with maximum diameter of 10.6 mm adorally and a minimum 6.1 mm apically. The conch expands slowly at an angle of 4°. The annulations are slightly oblique at c. 8° to the plane normal to the conch axis. Annulations number c. 3–4 per 5 mm adapically. Faint traces of ornament preserved consisting of fine longitudinal striations. Sutures not observed. The siphuncle is central in position apically and one sixth the conch diameter. No internal features observed.

Remarks: The specimen has only been studied externally and even if the annulated conch possesses the typical features of the genus, due to the presence of longitudinal ornament and the lack of data regarding internal morphology it is here only compared to *Merocycloceras declivis* RISTEDT.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria and Italy, Graz Palaeozoic, upper Silurian of SW Sardinia, Morocco.

Silurian Range: upper Silurian.

Genus *Kopaninoceras* KISELEV, 1969

Type species: By original designation *Orthoceras jucundum* BARRANDE, 1870, Pl. 380. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: Orthoconic to slightly cyrtoconic longicones, circular or slightly depressed cross-section, ornament of growth lines, long camerae, sutures straight, transverse to slightly oblique, siphuncle central to slightly eccentric, narrow, cylindrical, empty, septal necks long and funnel-shaped, lacking cameral deposits.

Kopaninoceras cf. *jucundum* (BARRANDE, 1870)

(Pl. 2, Figs. 1–8)

1870 *Orthoceras jucundum* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 380, 409.

1874 *Orthoceras jucundum* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 518.

1969 *Kopaninoceras jucundum* (BARRANDE, 1870). – KISELEV, 14.

1977 *Kopaninoceras jucundum* (BARRANDE, 1870). – SERPAGLI & GNOLI, 160–161, Pl. 1, Figs. 1a–1b, Text-Fig. 3.

2010 *Michelinoceras* sp. – HISTON et al., Pl. 1, Fig. 6.

Type species: By original designation *Orthoceras jucundum* BARRANDE, 1870, Pl. 380. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As above for genus, expansion rate c. 8°, ornament of numerous fine transverse growth lines, cameral depth two-thirds conch diameter, siphuncle narrow one tenth conch diameter, septal neck long being 2:1 width septal foramen.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220174–UMJGP 220176. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Based on UMJGP 220174. This specimen is incomplete apically and adorally and consists of part of the body chamber and a portion of phragmocone 80.2 mm in length. The cross-section is almost circular with a maximum diameter adorally of 17.2 mm and a minimum apically of 8 mm. The conch expands at an angle of 7°. The conch shows transverse striations, numbering c. 2 per mm adapically, and sometimes irregular in outline but present over most of the conch. They become finer adorally, and in some specimens, the ornament is very fine at 5–6 striations per mm. The junction of phragmocone with the body chamber is apparently directly transverse. The sutures are straight, directly transverse and widely spaced, having a cameral depth more than two-thirds the conch diameter where exposed apically. The siphuncle is central in position and narrow at one tenth the conch diameter.

In the sectioned specimens UMJGP 220174 and UMJGP 220176 (Pl. 2, Figs. 3, 4, 7, 8) the sutures are transverse and cameral depth more than half the conch diameter, with septal depth approximately one third conch diameter. The siphuncle is central and cylindrical. As it is not clear whether the polished sections exactly bisect the siphuncle, it is difficult to ascertain the exact diameter of the septal foramen. Measurements vary from one tenth to one sixteenth of the conch diameter. The long funnel-like septal necks may be observed even if the siphuncular segments are not clearly exposed. The septal necks appear to be equal to or slightly longer than the width of the septal foramen.

Remarks: This material is compared with *Kopaninoceras jucundum* (BARRANDE) based on the cameral depth, angle of expansion and length of the funnel–like septal necks. The transverse ornament is not as fine as that given in the diagnosis for the species in some specimens, but the internal morphology is closer to *K. jucundum* than *K. thyrsus* (BARRANDE), and therefore they are placed within the former taxon.

Silurian occurrence: Cosmopolitan species with widespread occurrence; Carnic Alps of Austria and Italy, Graz Palaeozoic, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia and Middle Asia, Morocco, Malaysia, Russia, Kirgizistan, Tibet (China), China, Japan.

Silurian Range: Silurian, predominently upper Silurian.

Kopaninoceras cf. *thyrsus* (BARRANDE, 1870)

(Pl. 2, Figs. 9–12)

1870 *Orthoceras thyrsus* BARRANDE. – BARRANDE, Pl. 405.

1874 *Orthoceras thyrsus* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 555.

1977 *Kopaninoceras*? *thyrsus* (BARRANDE, 1870). – SERPAGLI & GNOLI, 161, Pl. 1, Figs. 4a–4b.

Type species: By original designation *Orthoceras thyrsus* BARRANDE, 1870. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, ornament of fine growth lines numbering 1–2 per mm, cameral depth ranging from minimum 50 % to 100 % conch diameter, siphuncle slightly excentric, one tenth conch diameter, septal neck long being 1.5 width septal foramen.

Material studied: Four specimens – UMJGP 220177–UMJGP 220180. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Based on UMJGP 220177. The specimen is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 34.5 mm in length. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 19.6 mm and minimum apically 17.1 mm. Conch expands at an angle of 4°. The conch shows very fine transverse striations, numbering c. 4–5 per mm, sometimes irregular in outline but present over most of the conch. The junction of phragmocone and body chamber is apparently directly transverse. The position of the siphuncle is observed apically where it is subcentral with a width one tenth of the conch diameter.

In the sectioned specimens (but based mainly on UMJGP 220180), the sutures are transverse and cameral depth approximately two thirds the conch diameter. The septal

depth being one third of diameter. Siphuncle central and narrow, width of septal foramen being 1.5 mm, approximately one twelfth of conch diameter. Septal necks long approximately 2 mm and observed to be funnel-like where the section is fully sagittal.

Remarks: The specimens studied possess the diagnostic funnel-like septal necks of *Kopaninoceras* and are compared herein with *K. thyrsus* on the basis of the long cameral chambers and relative length of the septal foramen and septal necks.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia and Middle Asia, Morocco.

Silurian Range: upper Silurian.

Genus *Plagiostomoceras* Teichert & Glenister, 1952

Type species: By original designation *Orthoceras pleurotomum* Barrande, 1866.

Bohemia, Faunes Silurien III, etage E.

Diagnosis: Long, slender orthocones, circular to slightly depressed cross–section, sutures straight to slightly oblique, development lateral lobes, aperture oblique, sometimes sinuous, ornament of growth lines and weak ridges, siphuncle central to excentric, orthochoanitic.

Plagiostomoceras cf. *gruenewaldti* (Barrande, 1866)

(Pl. 2, Figs. 13–15)

1866 *Orthoceras gruenewaldti* Barrande. – Barrande, Pl. 217.

1868 *Orthoceras gruenewaldti* Barrande. – Barrande, Pl. 315.

1874 *Orthoceras gruenewaldti* Barrande. – Barrande, Texte III, 273.

1977 *Plagiostomoceras gruenewaldti* (Barrande). – Serpagli & Gnoli, 168–169, Pl. 3, Figs. 3–4.

2010 *Plagiostomoceras* sp. – Histon et al., Pl. 1, Fig. 1.

Type species: By original designation *Orthoceras gruenewaldti* Barrande, 1866. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, expansion rate 4–5°, fine transverse adorally imbricating ridges, numbering c. 3 per mm, shallow dorsal and ventral lobe, camerae short being one third conch diameter, siphuncle subcentral, narrow being one tenth conch diameter.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220181, UMJGP 220182. Additional material: UMJGP 220183 – 10 specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: UMJGP 220182 is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 30.5 mm in length. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 12.8 mm and minimum apically 9.4 mm. The conch expands at an angle of 6°. The conch shows transverse ridges imbricating adorally, regularly spaced and c. 1 mm in width and present for the full length of the preserved conch. A distinct, but shallow lateral lobe is present and becomes more pronounced adorally. The junction of the phragmocone and body chamber is not exposed.

The sectioned specimen representing UMJGP 220181 is incomplete apically, a long body chamber is present, but due to breakage, the aperture is not preserved. The junction of the phragmocone and the body chamber are apparently directly transverse. The septa are transverse and cameral depth is approximately two fifths the conch diameter. The septal depth is approximately one third of the conch diameter and the septa arch slightly laterally. The siphuncle appears to be central and narrow, its width is difficult to ascertain, but is approximately one tenth of conch diameter adorally.

Remarks: All the studied specimens possess the diagnostic ornament of *Plagiostomoceras gruenewaldti* (Barrande), to which they have been compared, even if in most of the material the internal features are not preserved. One sectioned specimen possesses the long body chamber typical of the genus and the narrow siphuncle can be seen in apical portions of most specimens exhibiting a transverse section.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria and Italy, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia and Middle Asia, Morocco.

Silurian Range: upper Silurian.

Subfamily Kionoceratinae Hyatt in Zittel, 1900

Genus *Kionoceras* Hyatt, 1884

Type species: By original designation *Orthoceras doricum* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: Slender to rapidly expanding orthocones, apically curved and sometimes faintly annulated, cross-section circular to subcircular, longitudinally fluted, ornament of prominent longitudinal ribs separated by concave interspaces bearing finer longitudinal and transverse striae. Siphuncle central to subcentral, empty, septal necks suborthochoanitic, segments cylindrical or weakly expanded, annulosiphonate deposits sometimes present.

Kionoceras cf. *bronni* (Barrande, 1868)

(Pl. 3, Fig. 1)

1868 *Orthoceras bronni* Barrande. – Barrande, Pl. 258.

1874 *Orthoceras bronni* Barrande. – Barrande, Texte III, 239–241.

Type species: By original designation *Orthoceras bronni* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, expansion rate 8°, camera short, 25 % of conch diameter, siphuncle subcentral, one sixth conch diameter, strongly developed longitudinal ribs number c. 50 around conch circumference.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220156, UMJGP 220164. Additional material: two specimens – UMJGP 220165. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Specimen UMJGP 220164 is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 52.9 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 25.1 mm, minimum apically 19.6 mm. The conch expands at an angle of c. 10°. The surface is somewhat corroded but shows longitudinal ribs, which, where observed number c. five per 5 mm or 27 around the half-circumference of the conch apically, with the intervening flattened spaces measuring c. 1 mm in width. The crests of the ribs appear rounded but become more well defined adorally. Faint transverse striae may be observed in places between the ribs. These number c. 3 per mm. Minor longitudinal ribbing between the main ribs is also observed in places but is poorly preserved. The surface of the conch consists of two layers approximately 0.5 mm in thickness. Four sutures are preserved. They are apparently straight and transverse. Cameral depth is 30 % at a conch diameter of 22 mm. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be slightly subcentral in position. The diameter of the septal foramen is 3.0 mm at conch diameter 19.6 mm, or approximately one sixth the conch diameter. Internal features not observed.

Remarks: These specimens are poorly preserved, but a tentative comparison with *Orthoceras bronni* Barrande is based on the ornament, rate of expansion of the conch and position of the siphuncle.

Silurian occurrence: Bohemia, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian.

Kionoceras doricum (Barrande, 1868)

(Pl. 3, Figs. 2–4)

1868 *Orthoceras doricum* Barrande. – Barrande, Pl. 269.

1874 *Orthoceras doricum* Barrande. – Barrande, Texte III, 242–243.

1884 *Kionoceras doricum* (Barrande). – Hyatt, 275.

Type species: By original designation *Orthoceras doricum* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, expansion rate 8°, camera short, 20 % of conch diameter, siphuncle slightly excentric from centre, one eight conch diameter, prominent longitudinal ribs c. 2 mm apart, numbering c. 20–25 around conch circumference, intermediate spaces between ribs show finer longitudinal ribbing and transverse striations.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220157, UMJGP 220166. Additional material: UMJGP 220167 – 10 specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Specimen UMJGP 220157 is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 25.7 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 17.7 mm, minimum apically 15.2 mm. The conch expands at an angle of c. 7°. The surface shows longitudinal ribs, which number c. 5 per 5 mm and 25 around the half-circumference of conch where preserved. The intervening flattened spaces measuring c. 1 mm. The crests of the ribs are well defined adorally but are not sharp. Faint transverse striae may be observed under oblique light between the ribs numbering c. 3–4 per mm. The four sutures preserved are apparently straight and transverse. The camerae are short and 25 % at a conch diameter of 15 mm. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be slightly subcentral in position. The diameter of the septal foramen is 2.5 mm at conch diameter 15.2 mm, or approximately one sixth of the conch diameter. Internal features not seen.

Remarks: This material is assigned to *Kionoceras doricum* (Barrande) based on the typical ornament, rate of expansion of the conch, cameral depth and siphuncle form and position. It differs from the specimens assigned here to *Parakionoceras originale* (Barrande) in the presence of flattened spaces between longitudinal ribbing that show transverse striations.

Silurian occurrence: Bohemia, British Isles, Carnic Alps of Austria and Italy, France, Graz Palaeozoic, Morocco, Poland, upper Silurian of SW Sardinia, Spain, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: Silurian.

Kionoceras cf. *neptunicum* (Barrande, 1868)

(Pl. 3, Figs. 5–6)

1868 *Orthoceras neptunicum* Barrande. – Barrande, Pls. 272–274, 322.

1870 *Orthoceras neptunicum* Barrande. – Barrande, Pls. 401, 443, 452.

1874 *Orthoceras neptunicum* Barrande. – Barrande, Texte III, 247–249.

Type species: By original designation *Orthoceras neptunicum* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As for genus, expansion rate 7–10°, camerae short, 20 % of conch diameter, siphuncle slightly eccentric in position, one seventh conch diameter, longitudinal ribs closely spaced numbering c. 2–3 per mm, intermediate longitudinal finer ribbing numbering 3, with fine transverse striae.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220158, UMJGP 220168, UMJGP 220169. Additional material: UMJGP 220170 – five specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: UMJGP 220158 is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone and body chamber 21.8 mm in length. The cross-section is

circular. The maximum diameter adorally is 12.3 mm, minimum apically 9.7 mm. Conch expands slowly at an angle of c. 7°. The surface is poorly preserved, and the ornament is best observed under shadow. Longitudinal ribs are observed numbering c. 1 per mm, however, it was not possible to count the number within the half-circumference of the conch due to corrosion. The crest of the ribs appears rounded and the intervening flattened spaces measure c. 1 mm. A finer longitudinal ribbing is observed midway between the main ribs and faint transverse striae may be observed between these, numbering c. 3 per mm. Seven sutures are preserved, apparently straight and directly transverse, short camerae c. 20 % at conch diameter 12 mm. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be slightly subcentral in position. Diameter of the septal foramen is 1.5 mm at conch diameter 9.7 mm, or approximately one sixth the conch diameter. Internal features not observed.

Remarks: Although the material studied is poorly preserved a tentative comparison with *Kionoceras neptunicum* (BARRANDE) is made based on the typical finely developed ornament and short camerae.

Silurian occurrence: Bohemia, Carnic Alps of Austria, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian.

Genus *Parakionoceras* FOERSTE, 1928

Type species: By original designation *Orthoceras originale* BARRANDE, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E, F (f1).

Diagnosis: Faintly curved, uncompressed, exogastric longicones, sometimes annulated apically, long camerae, straight transverse sutures, ornament of sharp-edged longitudinal ribs separated by broad concave interspaces or grooves, siphuncle slightly excentric, empty, septal necks short, loxochoanitic, connecting rings cylindrical but slightly inflated at septal neck.

Parakionoceras originale (BARRANDE, 1868)

(Pl. 3, Figs. 7–10)

1868 *Orthoceras originale* BARRANDE. – BARRANDE, Pl. 267.

1874 *Orthoceras originale* BARRANDE. – BARRANDE, texte III, p. 206–209.

1928 *Parakionoceras originale* (BARRANDE). – FOERSTE, 313

2010 *Parakionoceras* sp. – HISTON et al., Pl. 1, Fig. 3.

Type species: By original designation *Orthoceras originale* BARRANDE, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E, F (f1).

Diagnosis: As above for genus, expansion rate 10–14°, cameral depth one third conch diameter, siphuncle subcentral, one tenth conch diameter.

Material studied: Four specimens – UMJGP 211328, UMJGP 220159–UMJGP 220161. Additional material: UMJGP 220171 – 10 specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: UMJGP 220160 is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone and body chamber 70.4 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 25.5 mm, minimum apically 8.4 mm. The conch expands at an angle of c. 13°. The conch surface is well preserved on most specimens and the typical ornament is easily observed. Longitudinal ribs number c. 1 per mm, with c. 50–60 present around the circumference of the conch. The crests of the ribs are sharply defined, and the intervening grooves concave and apparently smooth with a width of c. 1 mm. Sutures appear straight and directly transverse. Cameral depth is c. 30 % at a conch diameter of 24 mm. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be slightly subcentral in position. Diameter of the septal foramen is 1.5 mm at conch diameter 15 mm, or approximately one tenth the conch diameter. Internal features not observed.

Remarks: The specimens possess the diagnostic ornament of *Parakionoceras* FOERSTE and are assigned specifically to *Parakionoceras originale* (BARRANDE) on the basis of the position and size of the siphuncle, apical angle and cameral depth. One juvenile specimen (UMJGP 220171) though poorly preserved shows slight annulations, however, the distinctive longitudinal ribs and grooves leave no doubt that it belongs to *Parakionoceras* and is differentiated by these features from other annulated taxa showing longitudinal ornament described herein. These include *Calorthoceras*, *Metaspyroceras* and specimens assigned below within the KIONOCERATINAE as Gen. and sp. indet.

Silurian occurrence: Bohemia, British Isles, Carnic Alps of Austria and Italy, France, Germany, Graz Palaeozoic, Morocco, Poland, upper Silurian of SW Sardinia, Spain, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: Silurian.

Parakionoceras cf. *striatopunctatum* (MÜNSTER, 1840)

(Pl. 3, Figs. 11–13)

1840 *Orthoceratites striato-punctatus* MÜNSTER, 101–102, Pl. 20, Figs. 1–3.

1972 *Parakionoceras striatopunctatum* (MÜNSTER). – BARSKOV, 47.

2010 *Parakionoceras* sp. – HISTON et al., Pl. 1, Fig. 10.

Type species: By original designation *Orthoceratites striatopunctatus* MÜNSTER, 1840. Elbersreuth, Frankenwald (Germany), upper Silurian.

Diagnosis: As above for genus, longitudinal ribs show transverse markings or cavities, grooves smooth, expansion rate 14–17°, cameral depth one fourth conch diameter, siphuncle central, one tenth conch diameter.

Material studied: Four specimens – UMJGP 211329, UMJGP 220162, UMJGP 220163, UMJGP 220172. Additional material: UMJGP 220173 – two specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* UMJGP 220172 is incomplete apically and adorally and consists of a portion of phragmocone and body chamber 49.8 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 16.6 mm, minimum apically 9.4 mm. Conch expands at an angle of c. 12°. Although the surface is poorly preserved on most specimens, the typical ornament may be distinguished. Longitudinal ribs are observed numbering c. 7 per 5 mm, and number c. 60 around the circumference of the conch. The crests of the ribs are sharply defined, and the intervening grooves concave and apparently smooth, measuring slightly less than 1 mm in width. Faint transverse regularly spaced markings are observed along the crest of the longitudinal ribs, numbering c. 3 per mm. The sutures appear straight and directly transverse, cameral depth c. 35 % at conch diameter 8.4 mm. Septal depth approximately two fifths of conch diameter. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be slightly subcentral in position. In the sectioned specimen UMJGP 220162 diameter of the septal foramen is 0.9 mm at conch diameter 8.3 mm, approximately one tenth the conch diameter. Siphuncle cylindrical, slight expansion of connecting rings adorally. The septal necks are short and loxochoanitic in form. Siphonal or cameral deposits not preserved.

Remarks: The specimens possess the diagnostic ornament of *Parakionoceras* Foerste and may be compared specifically to *Parakionoceras striatopunctatum* (Münster) on the basis of the transverse ornamentation of the longitudinal ribs. In this, they differ from *P. originale* (Barrande), as they do also in the smoothness of the interspaces between the ribs.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria, Graz Palaeozoic, Germany, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: upper Silurian.

Kionoceratinae gen. et sp. indet.

(Pl. 5, Figs. 8–16)

Material studied: Five specimens – UMJGP 220124–UMJGP 220128. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* Based on UMJGP 220127. The slightly cyrtoconic specimen is incomplete both apically and adorally and consists of an apical portion of phragmocone 34.7 mm in length. The cross-section is circular with maximum diameter 7.4 mm adorally and minimum 4.4 mm apically. Conch expands slowly at an angle of 5°. The conch is annulated: these are slightly obliquely angled at c. 5° to the plane normal to the conch axis. Annulations number c. 8 per 10 mm adorally. Ornament consisting of fine densely developed longitudinal striations numbering six per mm. Sutures not well exposed but adorally cameral depth estimated at 1.7 mm, being one fifth conch diameter. The siphuncle is subcentral in position adorally, width septal foramen 1 mm, being approximately one seventh conch diameter.

Remarks: These annulated slightly cyrtoconic forms showing only longitudinal striae are assigned herein with doubt to the Kionoceratinae. The specimens from the Graz Palaeozoic are not well enough preserved to allow them to be determined at specific level or to merit designation of a new taxa. Many of the longitudinally densely ribbed, more apical annulated specimens within the assemblage have been assigned herein to *Parakionoceras* (see above) as the more "tubular-like" ornament seems to justify this distinction. However, the specimens described herein do not show affinities either to *Kionoceras* or *Parakionoceras* as the longitudinal ornament is much finer and more filiform. They also differ from *Vericeras* Kolebaba (1977) in the presence of annulations. They differ from *Gaspocyrtoceras* Foerste (1936) in their more elongate form and subcentral siphuncle. No comparative taxa have been found within the various studies of annulated orthoconic nautiloids (Flower, 1943; Kröger & Isakar, 2006) and of longitudinally ornamented orthoconic nautiloids (Kolebaba, 1977) therefore, pending further study it is preferred herein to leave the material in open nomenclature within the Kionoceratinae.

Silurian occurrence*:* Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Ludfordian.

Subfamily Leurocycloceratinae Sweet, 1964

Genus *Metaspyroceras* Foerste, 1932

Type species: By original designation *Spyroceras ruedemanni* Foerste, 1932.

Diagnosis: Transversely to obliquely annulated orthoconic conch, longitudinal striae with subordinate transverse ornament, sutures oblique sloping adorally on opposite side of annulations.

Metaspyroceras venustulum (Barrande, 1868)

(Pl. 4, Figs. 1–3)

1868 *Orthoceras venustulum* Barrande. – Barrande, Pls. 279, 286.

1874 *Orthoceras venustulum* Barrande. – Barrande, Texte III, 604–605.

2010 *Orthocycloceras* sp. – Histon et al., Pl. 1, Fig. 11.

Type species: By original designation *Orthoceras venustulum* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Siluriennes III, etage E (e1).

Diagnosis: Obliquely annulated orthocone, distinguished by finely developed longitudinal ornament and faint transverse striations, slow rate of expansion, central siphuncle.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220096, UMJGP 220111. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* UMJGP 220096 consists of an apically and adorally incomplete portion of phragmocone 37.4 mm in length. The cross-section is circular. Maximum diameter

7.9 mm and minimum 7.7 mm apically with maximum of 10.7 mm and minimum of 10.3 mm adorally. The conch expands slowly at an angle of 4°. The conch is annulated: these are obliquely angled at c. 10° to the plane normal to the conch axis, sloping apically ventrally. The crests of the annulations are rounded, but asymmetric resembling a smoothed sawtooth series of waves. Annulations number c. 4 per 5 mm apically, measuring 2 mm between crests adorally with an intervening area of c. 1.0 mm. The conch ornament consists of longitudinal and transverse striations. The longitudinal striations are sometimes difficult to discern, but where seen, they are sharply defined, occasionally sinuous, and number c. 4–5 per mm at a conch diameter of 9.4 mm. The intervening furrows are twice as wide as the striations. The transverse ornament is faint and visible only as a consequence of the nodes formed where the transverse striae intersect the longitudinal striation, giving a distinct "pocked" appearance to the surface of the annulations. Nodes number c. 4 per mm. Suture apparently straight and transverse, numbering one with respect to two annulations apically. Two cameral chambers are exposed apically. Cameral depth 2.8 mm at a conch diameter of 7.9 mm and is estimated c. 35 % of the conch diameter. The siphuncle is seen to be central in position apically. Diameter of the septal foramen is 1.5 mm at conch diameter 7.9 mm, or approximately one fifth the conch diameter. The form of the siphuncle appears to be slightly expanded within the apical cameral chamber, however, the section is not central. Septal necks not observed.

Remarks: The specimen described herein has been compared with specimens figured by BARRANDE (1868) and has been assigned to the species *Orthoceras venustulum* BARRANDE as it possesses finely developed longitudinal striations which form typical nodes with the transverse striae and placed in *Metaspyroceras* FOERSTE on the basis of the longitudinal and transverse ornament and oblique annulations. It differs from *Pseudocycloceras* BARSKOV 1959 and *Orthocycloceras fluminese* (MENEGHINI) in the presence of fine longitudinal ornament and the degree of expansion. It differs from *Calorthoceras* CHEN 1981 in the presence of oblique annulations and the finer longitudinal ornamentation.

Silurian occurrence*:* Carnic Alps of Austria, Bohemia and Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian.

Metaspyroceras sp.

(Pl. 4, Figs. 4–5)

Material studied: One specimen – UMJGP 220097. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* This specimen is incomplete apically and adorally and consists of a portion of mould of phragmocone 31.4 mm long. The cross-section is slightly compressed apically with maximum diameter 7.4 mm and minimum 7.1 mm and circular adorally with a maximum diameter of 9.7 mm. Conch expands slowly at an angle of 4°. The annulations are slightly oblique at c. 8° to the normal of the conch axis but are difficult to discern except adorally due to poor preservation. Annulations number c. 5 per 7 mm adorally. Faint traces of ornament preserved adorally consist of fine longitudinal striations that are sometimes difficult to discern except in low angle light. They are intersected by a transverse ornament. Sutures not observed. The siphuncle apparently central in position apically but obscured by calcite.

Remarks: The specimen is poorly preserved but is assigned to *Metaspyroceras* on the basis of the oblique annulations and presence, even if faint, of both longitudinal and transverse ornament. Lack of diagnostic features does not allow comparison at species level.

Silurian occurrence*:* Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian, Ludfordian.

Genus *Orthocycloceras* BARSKOV, 1972

Type species: By original designation *Orthocycloceras alayense* BARSKOV, 1972. Kazakhstan, upper Silurian.

Diagnosis: Orthoconic to slightly cyrtoconic transversely or slightly obliquely annulated conch, ornament of transverse striations, sutures straight, siphuncle central to slightly excentric, septal necks orthochoanitic, no endosiphuncular or cameral deposits.

Orthocycloceras aff. *fluminese* (MENEGHINI, 1857)

(Pl. 5, Figs. 1–2)

1855 *Orthoceras bohemicum* BARRANDE. – BARRANDE, 450 (*nomen nudem*).

1857 *Orthoceras (Cameroceras) fluminese*. – MENEGHINI, 188–189, Pl. C, Figs. 3a–c.

1977 *Orthocycloceras*? *fluminese* (MENEGHINI). – SERPAGLI & GNOLI, 178, Pl. 5, Figs. 2a, b; Text-Fig. 9.

Holotype: By original designation *Orthoceras (Cameroceras) fluminese* MENEGHINI, 1857. Fluminimaggiore, SW Sardinia (Italy). Upper Silurian.

Diagnosis: Orthoconic conch, circular cross–section, rate of expansion 5–6°, oblique rounded annulations sloping approximately 8° to horizontal, ornament of transverse striations, suture transverse, cameral depth one third conch diameter, siphuncle subcentral, one tenth conch diameter, orthochoanitic septal necks, cylindrical segments.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220113, UMJGP 220118, UMJGP 220119. Additional 13 specimens – UMJGP 220120. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* The specimens consist mainly of fragments of phragmocone or body chambers ranging in length from 13 mm to 39 mm. The rate of expansion is c. 4–5°. Annulations are rounded, numbering usually four per 10 mm, width c. 3 mm between crests, interspaces concave and broader than crest. They are oblique and slope more pro-

nouncedly on the venter, seemingly transverse dorsally. Ornamentation not preserved, recrystallization and dolomitization on the surface of the internal mould gives an erroneous impression of striae. Sutures apparently straight and directly transverse where exposed but depth of chambers cannot be determined. Siphuncle subcentral and small when observed, approximately one tenth conch diameter. No internal features observed.

Remarks: The specimens are fragmented and badly preserved and either lack ornamentation or it is difficult to discern due to the dolomitic nature of the material. Nevertheless, they show affinities to *Orthocycloceras fluminese* (MENEGHINI) due to the orthoconic conch form with circular cross-section and sloping rounded annulations showing broad concave interspaces that are distinctive features of the species. Even if badly preserved they constitute one of the most numerous of the annulated forms in the assemblage.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria and Italy, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia, France, Morocco, Spain.

Silurian Range: middle to upper Silurian.

Orthocycloceras cf. *lynx* (BARRANDE, 1868)

(Pl. 1, Fig. 1; Pl. 5, Figs. 3–6)

1868 *Orthoceras lynx* BARRANDE. – BARRANDE, Pl. 336.

1874 *Orthoceras lynx* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 333–334.

1977 *Orthocycloceras?* cf. *lynx* (BARRANDE, 1868). SERPAGLI & GNOLI, 179, Pl. 5, Figs. 1a, b.

Type species: By original designation *Orthoceras lynx* BARRANDE, 1868. Faunes Siluriennes III, stage E (e2). Lochkovian.

Diagnosis: Orthoconic annulated conch, circular cross-section, annulations transverse and rounded numbering c. 10 per 10 mm, ornament of transverse striations numbering ten between crests of annulations, sutures transverse corresponding to annulations.

Material studied: Four specimens – UMJGP 220121–UMJGP 220123, UMJGP 220184. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: UMJGP 220123 is an apically and adorally incomplete phragmocone 22.1 mm long. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 9.9 mm, minimum adorally 9.0 mm. Conch expands slowly at an angle of c. 5°. The surface is somewhat corroded but shows rounded transverse annulations, numbering c. 5 per 5 mm, measuring 1.0–1.5 mm between crests, the crest width being c. 1.0 mm with intervening concave areas of 1.5 mm. The crest of the annulation coincides apically where observed with the position of the suture. Cameral depth is 30 % that of the conch diameter. Ornament is poorly preserved in this specimen but well preserved in the more juvenile portion of phragmocone represented by UMJGP 220121 that exhibits sharply defined, transverse striations numbering c. 8 between crests. Sutures apparently straight and directly transverse. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be central in position. The diameter of the septal foramen is 1.0 mm at a conch diameter of 9.1 mm, or approximately one ninth of the conch diameter. Internal features are observed in a longitudinal section of specimen UMJGP 220122 (Pl. 5, Fig. 6), where however, recrystallization renders interpretation of these features somewhat ambiguous. It is difficult to discern the septal necks. The trace of the siphuncular segments would suggest that they are cyclindrical with a slight expansion from the septal neck. No cameral or siphonal deposits observed.

Remarks: These specimens all show the distinctive transversely ornamented orthoconic, closely annulated conch that allows comparison with *Orthocycloceras lynx* (BARRANDE). They differ from *O. fluminese* (MENEGHINI) in the more closely spaced and transverse annulations, and from *Columenoceras agassizi* (BARRANDE) in the smaller siphuncle and more rounded annulations.

Silurian occurrence: Carnic Alps of Austria and Italy, upper Silurian of SW Sardinia, Bohemia, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: middle Silurian to Lower Devonian.

Family Anaspyroceratidae CHEN in CHEN, LIU & CHEN 1981

Genus *Calorthoceras* CHEN in CHEN, LIU & CHEN 1981

Type species: By original designation *Orthoceras pseudocalamiteum* BARRANDE, in QUENSTEDT, 1851.

Diagnosis: as below for type species.

Calorthoceras cf. *pseudocalamiteum* (BARRANDE in QUENSTEDT, 1851)

(Pl. 4. Figs. 6–10)

1851 *Orthoceratites pseudo-calamiteum*. – BARRANDE in QUENSTEDT, 342, Pl. 26, Fig. 8.

1866 *Orthoceras pseudo-calamiteum* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 217, 222.

1868 *Orthoceras pseudo-calamiteum* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 278, 286.

1870 *Orthoceras pseudo-calamiteum* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 361.

1874 *Orthoceras pseudo-calamiteum* BARRANDE. – BARRANDE, 261–264.

1968 *Anaspyroceras pseudocalamiteum* (BARRANDE). – RISTEDT, 249–250, Pl. 1, Fig. 3, Text-Fig. 3: Fig. 4c)

1981 *Calorthoceras pseudocalamiteum* (BARRANDE). – in CHEN, LIU & CHEN 1981, 98, Text-Fig. 36, Pl. 25, Figs. 1–8.

Lectotype: By subsequent designation *Orthoceras pseudocalamiteum* BARRANDE (1868, specimen figured Pl. 278, Fig. 5), in RISTEDT (1968: 249). Koněprusy near Beroun, Prague, Czech Republic. Faunes Siluriennes III, stage E, F, G. Upper Koněprusy Limestone, Lower Devonian.

Paralectotypes: By subsequent designation *Orthoceras pseudocalamiteum* BARRANDE (1868, specimens figured Pl. 278, Figs. 16–20, 24–26; Pl. 286, Fig. 16), in RISTEDT (1968: 249).

Diagnosis*:* Orthoconic, transversely annulated conch, annulation rounded and wide, intervening space concave, ornamentation longitudinal ridges and transverse striae, expansion angle 4–5°, circular cross-section, simple transverse sutures, cameral depth one fifth conch diameter, siphuncle central and suborthochoanitic, septal foramen one sixth conch diameter.

Material studied: Four specimens – UMJGP 220114a, UMJGP 220114b, UMJGP 220115, UMJGP 220117. Additional material: UMJGP 220116 – 14 specimens. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* UMJGP 220117 is incomplete apically and adorally, consisting of a portion of phragmocone 39.3 mm in length. The cross-section is slightly subcircular due to breakage and compression. The maximum diameter apically is 9.3 mm, minimum apically 6.8 mm. The maximum diameter adorally is 12.6 mm, minimum adorally 11.7 mm. Conch expands slowly at an angle of 4.5°. The conch shows rounded transverse annulations, numbering c. five per 10 mm, measuring 2–3 mm between crests, crest width being c. 1.0 mm with intervening concave area 1.5 mm. The crest of the annulation is observed to coincide with the suture at the apical end of the conch being only exposed there, cameral depth 20 % conch diameter. The ornament, which is poorly preserved in most specimens due to corrosion of the conch surface and dolomitic nature of the sediment, consists of longitudinal and transverse striations, the former more sharply defined, the latter faint. Adorally longitudinal striations number c. 5 per mm, stronger longitudinal ribbing not preserved. Sutures apparently straight and transverse. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be central in position. Diameter of the septal foramen is 1.7 mm at conch diameter 9.3 mm, or approximately one sixth the conch diameter. Internal features not observed.

Remarks: The material studied is compared with *Calorthoceras pseudocalamiteum* (BARRANDE) on the basis of the orthoconic annulated form showing both longitudinal and transverse ornament. However, this material is assigned to the species with some reservation due to the density of the longitudinal ribbing and faintness of the transverse striae, so that the classical reticulate ornamentation of *C. pseudocalamiteum* consisting of a set of stronger longitudinal ribbing with intermediate finer ribbing is not always evident but this may be an effect of the dolomitic host sediment which has led to corrosion of the external ornament in most of the material. On the other hand, it can be easily differentiated from juvenile *Parakionoceras* FOERSTE specimens present in the assemblage (see above) through the distinct orthoconic conch form. It differs from *Metaspyroceras venustulum* (BARRANDE) in the transverse annulations. The species has a range from upper Silurian to Lower Devonian, and even if the type specimen of the species is Devonian in age, it also commonly occurs in the upper Silurian.

Silurian occurrence*:* Bohemia*,* Carnic Alps of Austria and Italy*,* China, Graz Palaeozoic, SW Sardinia.

Silurian Range: upper Silurian.

Family Arionoceratidae DZIK, 1984

Genus *Arionoceras* BARSKOV, 1966

Type species*:* By subsequent designation *Orthoceras affine* MENEGHINI, 1857 in SERPAGLI & GNOLI (1977). Fluminimaggiore, SW Sardinia (Italy). Silurian.

Diagnosis: Orthoconic with slight apical curvature, expansion rate 6–10°. Circular cross-section, surface smooth or with transverse growth lines, large protoconch ogival in shape, suture transverse, camera short approximately one half conch diameter, septa deeply concave, arched laterally, siphuncle central, cylindrical, varying from one sixth apically to one nineth adorally of conch diameter, septal necks suborthochoanitic, cameral deposits developed.

Arionoceras cf. *affine* (MENEGHINI, 1857)

(Pl. 6, Figs. 6–9)

1857 *Orthoceras affine.* – MENEGHINI, 217–218, Pl. C, Fig. 16.

1977 *Arionoceras affine* (MENEGHINI). – SERPAGLI & GNOLI, 182–183, Pl. 6, Figs. 2a–7, Text-Fig. 10b.

Type species: By original designation *Orthoceras affine* MENEGHINI, 1857. Fluminimaggiore, SW Sardinia (Italy). Silurian.

Diagnosis: As for genus with shell surface showing fine transverse growth lines, siphuncle subcentral, one sixth conch diameter.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220136, UMJGP 220137, UMJGP 220138. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* The specimen UMJGP 220136 consists of an apically and adorally incomplete portion of body chamber and phragmocone 170 mm in long. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 31 mm and minimum apically 12 mm. The conch expands at an angle of 6°. The conch shows faint transverse striations, better preserved apically numbering c. 2 per mm in width, sometimes irregular in outline but present over most of the conch. The junction of the phragmocone and body chamber is apparently directly transverse.

In the sectioned specimens UMJGP 220137 and UMJGP 220138 (Pl. 6, Figs. 8, 9) the sutures are transverse and cameral depth approximately half the conch diameter. The septa are deeply concave with depth one third of diameter and arch typically laterally. Siphuncle apparently central from trace and narrow, width difficult to ascertain, but approximately one ninth of conch diameter adorally in one specimen, the other polished section is at an oblique angle however, the trace in the most adoral septa is about one tenth the conch diameter. Cameral deposits are present.

Remarks: The specimens possess the specific characters of *Arionoceras affine* (MENEGHINI) with the conch form and external diagnostic features being well preserved, however, as the internal morphology is not clearly observed it is preferred to only compare the material studied to *A. affine*.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy*,* Graz Palaeozoic, Kazakhstan, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia.

Silurian Range: Silurian.

Arionoceras cf. *capillosum* (BARRANDE, 1868)

(Pl. 6, Figs. 10–11)

1868 *Orthoceras capillosum* BARRANDE – BARRANDE, Pl. 325.

1870 *Orthoceras capillosum* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 357, 394.

1874 *Orthoceras capillosum* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 486.

1998 *Arionoceras capillosum* (BARRANDE). – GNOLI & HISTON, 325.

Type species: By original designation *Orthoceras capillosum* BARRANDE, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E to H. Silurian to Devonian.

Diagnosis: As for genus with shell surface showing distinct transverse growth lines with shallow sinus, siphuncle central, one tenth conch diameter.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220139, UMJGP 220140. Additional material: Five specimens – UMJGP 220144. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* Based on UMJGP 220139. The orthoconic specimen is incomplete apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 43.3 mm in length. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 14.6 mm and minimum apically 10 mm. Conch expands at an angle of 5°. The conch shows distinct transverse striations of c. 2–3 per mm in width over the length of the conch and a shallow lobe is developed but it is difficult to determine if this is on the dorsum or venter. Sutures transverse with cameral depth varying from one third to half the conch diameter. Adorally septa deeply concave arching laterally with depth almost 50 % of conch diameter. The siphuncle is central in position and narrow. The diameter of the septal foramen is c. 2 mm at a conch diameter 14.6 mm, or less than one eighth of the conch diameter. No internal features preserved.

Remarks: The external diagnostic features in the studied material are well preserved, however, as the internal morphology of the siphuncle is not observed it is preferred to only compare this material to *A. capillosum.* This material differs from *A. affine* in the more marked transverse growth lines showing a shallow sinus and in the narrower siphuncle.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy*,* Graz Palaeozoic, Kazakhstan, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia.

Silurian Range: Silurian.

Arionoceras cf. *submoniliforme* (MENEGHINI, 1857)

(Pl. 6, Figs. 12–14)

1857 *Orthoceras submoniliforme.* – MENEGHINI, 217–218, Pl. C, Fig. 16.

1977 *Arionoceras submoniliforme* (MENEGHINI). – SERPAGLI & GNOLI, 183–186, Pl. 6, Figs. 9a–b, Pl. 7, Figs. 1–3, Text-Figs. 10a, 11.

Type species: By original designation *Orthoceras submoniliforme* MENEGHINI, 1857. Fluminimaggiore, SW Sardinia (Italy). Silurian.

Diagnosis: As for genus with shell surface apparently smooth, siphuncle slightly excentric, one fifth conch diameter.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220141, UMJGP 220142, UMJGP 220143. Additional material: three specimens – UMJGP 220145. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* Based on UMJGP 220141.The specimen is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 41.7 mm in length. The cross-section is subcircular due to compression with maximum diameter adorally 15.3 mm and minimum 12.6 mm. More circular apically with maximum 7.1 mm, minimum 6.8 mm. Conch expands at an angle of 11° but is variable in other specimens from 7–8°. The conch is apparently smooth. Junction of phragmocone and body chamber not observed. Sutures are transverse to slightly oblique, this may be a consequence of the compression, and cameral depth approximately one third conch diameter. Siphuncle slightly excentric of center and wide, septal foramen c. 1.5 mm at conch diameter 7.1 mm, or about one fifth of the conch diameter. No internal features preserved.

Remarks: The specimens are compared with *Arionoceras submoniliforme* (MENEGHINI) as the specific characters of smooth evenly tapering conch with deeply concave septa and larger siphuncle may be recognized, however, the external and internal features are not well preserved.

Silurian occurrence: Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy*,* Graz Palaeozoic, Kazakhstan, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia.

Silurian Range: Silurian.

Family Geisonoceratidae Zhuravleva, 1959

Genus *Geisonoceras* Hyatt, 1884

Type species: By original designation *Orthoceras rivale* Barrande, 1866. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: Orthoconic to cyrtoconic conch, subcircular cross-section, ornament of broad transverse bands with occasionally developed intermediate transverse growth lines, suture straight to slightly oblique, siphuncle subcentral, septal necks short and suborthochoanitic, connecting rings slightly expanded, annulosiphonate and cameral deposits developed.

Geisonoceras cf. *rivale* (Barrande, 1866)

(Pl. 6, Figs. 1–4)

1866 *Orthoceras rivale* Barrande. – Barrande, Pls. 209, 216.

1870 *Orthoceras rivale* Barrande. – Barrande, Pls. 374, 387, 406.

1874 *Orthoceras rivale* Barrande. – Barrande, 383.

1884 *Geisonoceras rivale* (Barrande). – Hyatt, 369.

Type species: By original designation *Orthoceras rivale* Barrande, 1866. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: As above for genus, conch slowly tapering c. 4°, siphuncle subcentral, bands broad and transverse.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220132, UMJGP 220133. Additional material: two portions of external moulds showing banded ornament – UMJGP 220134. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* Based on UMJGP 220132. The specimen is incomplete apically and adorally and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 46.3 mm in length. The cross-section is almost circular with maximum diameter adorally 17.3 mm and minimum apically 14.6 mm. Conch expands at an angle of 4°. The conch shows broad transverse bands c. 2 mm in width over most of its length, and a shallow lobe is also developed. The junction of the phragmocone with the body chamber is slightly oblique to the normal of the conch axis. Sutures not observed. The siphuncle lies just off-center and is wide, with a septal foramen c. 4 mm at a conch diameter of 14.6 mm, or less than one third of the conch diameter. No internal features preserved.

Remarks: The material studied possesses the transverse banded ornament typical of *Geisonoceras* Hyatt and it compares with *Orthoceras rivale* Barrande in its ornament, the tapering of the conch and siphuncle position.

Silurian occurrence*:* Bohemia and Graz Palaeozoic.

Silurian Range: middle to upper Silurian.

Geisonoceras sp.

(Pl. 6, Fig. 5)

Material studied: One specimen – UMJGP 220135. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* The specimen is incomplete apically and adorally and consists mostly of the body chamber and a small portion of phragmocone with overall length of 105 mm. The cross-section is circular with maximum diameter adorally 36 mm and minimum apically 25 mm. Conch expands at an angle of c. 5°. The conch surface is poorly preserved but fragmentary traces of transverse bands of c. 4 mm in width are visible. Subordinate transverse striations numbering c. 4–5 are present in the intervening spaces. The junction of the phragmocone and body chamber is apparently transverse. Sutures not observed. Siphuncle apparently just off centre, septal foramen not well exposed but c. 4 mm at a conch diameter of 25 mm, or almost one fifth of the conch diameter. No internal features are preserved.

Remarks: The specimen described is badly preserved but the surface shows traces of transverse banding and striations, the broad siphuncle is subcentral. These features are sufficient to allow this specimen to be assigned to *Geisonoceras* Hyatt.

Silurian occurrence*:* Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Ludfordian.

Genus *Murchisoniceras* Babin, 1966

Type species: By original designation *Orthoceras murchisoni* Barrande, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: Conch orthoconic or slightly cyrtoconic, circular cross-section, ornamentation of very fine sinuous growth lines transverse to slightly oblique, and slightly serrated, suture transverse, siphuncle subcentral towards venter, slightly expanded, septal necks orthochoanitic, cameral deposits developed.

Murchisoniceras sp.

(Pl. 6, Figs. 15–16)

Material studied: One specimen – UMJGP 220131. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* This specimen is incomplete apically and consists of the body chamber and a portion of phragmocone 87 mm long. The cross-section is subcircular with a maximum diameter adorally of 23 mm and minimum apically of 11 mm. The conch expands at an angle of 9°. The conch shows broad transverse bands c. 2 mm in width over most of the conch, which narrow to fine transverse

striations numbering 3–4 per mm adorally. The striations develop a distinct sigmoidal curvature adorally that appears to follow the line of the aperture. The sutures and siphuncle have not been observed. No internal features are preserved.

Remarks: The specimen is assigned to this genus on the basis of the orthoconic conch form and typical sigmoidal transverse ornament. Although few other features are preserved, the similiarity to *Murchisonoceras* BABIN is quite marked.

Silurian occurrence*:* Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian.

Genus *Columenoceras* BARSKOV, 1960

Type species: By original designation *Orthoceras columen* BARRANDE, 1868. Bohemia, Faunes Silurien III, etage E (e2).

Diagnosis: Large cylindrical in form orthoconic conch, column-like with narrow angle of expansion, deep camerae, narrow siphuncle, orthochoanitic septal necks, "biscuit-like" endosiphuncular deposits.

Columenoceras agassizi (BARRANDE, 1866)

(Pl. 7, Figs. 1–5)

1866 *Orthoceras Agassizi* BARRANDE – BARRANDE, Pls. 227, 228.

1868 *Orthoceras Agassizi* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 280, 281, 282.

1870 *Orthoceras Agassizi* BARRANDE. – BARRANDE, Pls. 353, 399, 424, 446.

1874 *Orthoceras Agassizi* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 299–302.

1984 *Columenoceras agassizi* (BARRANDE, 1866). – DZIK, 98, Text-Fig. 36, Pl. 25, Figs. 1–8.

Type species: By original designation *Orthoceras Agassizi* BARRANDE, 1866. Bohemia, Faunes silurien III, etage E (e2), G.

Diagnosis: Orthoconic, slowly tapering, annulations apically, slightly oblique transverse ornament, long cameral chambers, wide subcentral siphuncle.

Material studied: Three specimens – UMJGP 220098, UMJGP 220099, UMJGP 220102. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* Based on UMJGP 220098. The orthoconic specimen is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone and body chamber 63.9 mm in length. The cross-section is slightly subcircular. The maximum diameter apically is 9.5 mm, and the minimum apically 8.1 mm. The maximum diameter adorally is 13.7 mm, and minimum adorally 13.5 mm. The conch expands slowly at an angle of 5°. The conch shows low transverse annulations, obliquely angled at c. 8° to the plane normal to the conch axis; these fade adorally. Annulations number c. 4 per 10 mm, measuring 3–4 mm between crests, the width of the crest being c. 1.0–1.5 mm, with the intervening area being almost the same width. The crest of the annulation does not coincide with the position of the suture and number four per cameral chamber. Ornament consists of transverse striations, sharply defined, numbering c. 8 between crests apically and 2–3 per mm in density. Adorally, striations number c. 4 per mm. Suture apparently straight and transverse. The junction of the phragmocone with the body chamber is directly transverse. Six cameral chambers preserved with depth apically of 11.1 mm at a diameter of 11 mm with a ratio c. 1:1 and 10.5 mm at a diameter of 12.3 mm adorally, or c. 85 % of the conch diameter. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be subcentral in position. Diameter of the septal foramen is 2.6 mm at a conch diameter of 12.1 mm, or approximately one fifth the conch diameter. Internal features are observed in a longitudinal section of specimen UMJGP 220102 showing the cyclindrical form of the siphuncle. Septal necks not exposed but presumed to be orthochoanitic as the connecting rings are not expanded within the cameral chamber. Mural cameral deposits preserved apically.

Remarks: The wide subcentral siphuncle and well-defined, slightly oblique to directly transverse striae with sloping annulations that fade adorally allow these specimens, which compare well with those figured by BARRANDE, to be assigned to *Columenoceras agassizi* (BARRANDE). They differ from *C. subannulare* (MÜNSTER) in the greater rate of taper and degree of slope of the annulations. The relatively long cameral chambers allow comparison with *C. grande* (MENEGHINI, 1957) and *C. columen* (BARRANDE, 1868), however, the ornament differs in the former and the rate of taper is less in the latter.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy*,* upper Silurian of SW Sardinia, Poland, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: upper Silurian.

Columenoceras grande (MENEGHINI, 1857)

(Pl. 7, Figs. 6–7)

1857 *Orthoceras grande* MENEGHINI. – MENEGHINI, 189–191, Pl. C, Figs. 4A, a, a'.

non 1977 *Michelinoceras grande* (MENEGHINI). – SERPAGLI & GNOLI, 162–165, Pl. 2, Figs. 1–4, Text-Fig. 7a.

1987 *Columenoceras grande* (MENEGHINI). – GNOLI, 245–250, Pl. 1.

Type species: By original designation *Orthoceras grande* MENEGHINI, 1857. Fluminimaggiore, SW Sardinia, upper Wenlock.

Diagnosis: Orthoconic, slowly tapering, smooth, long cameral chambers, wide subcentral siphuncle.

Material studied: Two specimens – UMJGP 220101, 220112. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: UMJGP 220101 is an apically and adorally incomplete portion of phragmocone 51.7 mm in length. The cross-section is slightly subcircular. The maximum diameter apically is 12.8 mm, minimum apically 11.7 mm. The maximum diameter adorally is 13.1 mm, minimum adorally 12.3 mm. The conch expands slowly at an angle of 3°. The conch is apparently smooth where the conch wall is preserved. Suture apparently straight and transverse, but showing a broad and shallow ventral lobe. Six cameral chambers preserved with depth apically 7.7 mm at diameter 12.8 mm, decreasing adorally to 6.4 mm at a diameter of 13.1 mm, ranging from 60–48 % of the conch diameter. Septal depth shallow 2 mm at conch diameter 12.6 mm and is estimated at 15 % of the conch diameter. Shallow broad lobe developed ventrally. The apical transverse section of the conch shows the siphuncle to be central in position. Diameter of the septal foramen is not clear due to breakage, c. 2.7 mm at a conch diameter of 12.8 mm apically, or approximately one fifth the conch diameter. The dolomitic nature of the material did not allow for sectioning to expose the siphuncle. Thus, no internal features are observed.

Remarks: The columnar form, smooth conch, long cameral chambers, wide subcentral siphuncle compare well with specimens figured by GNOLI (1987) and allow the specimen to be assigned to *Columenoceras grande* (MENEGHINI). It differs in the slower rate of taper and lack of annulations and transverse ornament from *C. subannulare* (MÜNSTER) and *C. agassizi* (BARRANDE).

Silurian occurrence: Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy, upper Silurian of SW Sardinia, Poland, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Silurian.

Columenoceras subannulare (MÜNSTER, 1840) comb. nov.

(Pl. 7, Figs. 8–9; Text-Fig. 3)

1840 *Orthoceratites subannulare* MÜNSTER, 99, Pl. 19, Fig. 3.

1866 *Orthoceras subannulare* MÜNSTER. – BARRANDE, Pls. 210, 212.

1868 *Orthoceras subannulare* MÜNSTER. – BARRANDE, Pls. 253, 283, 323, 336.

1870 *Orthoceras subannulare* MÜNSTER. – BARRANDE, Pls. 399, 445, 451, 460.

1874 *Orthoceras subannulare* MÜNSTER. – BARRANDE, Texte III, 343–346.

1925 *Orthoceras subannulare* MÜNSTER. – HELLER, 246–247, Pl. IV, Figs. 3a–d.

1964 *Leurocycloceras subannulare* (MÜNSTER). – TEICHERT, K20, Fig. 3.

1968 *Orthoceras subannulare* BARRANDE [sic]. – RISTEDT, Fig. 3: 5b

Non 1972 Metaspyroceras subannulare (MÜNSTER). – ZHURAVLEVA, 69.

2010 *Orthocycloceras* sp. – HISTON et al., Pl. 1, Fig. 12.

Lectotype: Designated herein *Orthoceratites subannulare* MÜNSTER, specimen figured by MÜNSTER (1840: Pl. 19, Fig. 3). Elbersreuth, Frankenwald, Germany. Upper Silurian in age. Specimen also figured by HELLER (1925: Pl. IV, Figs. 3c, 3d). Housed in the Bavarian State Collection for Palaeontology and Geology in Munich (Bavaria, Germany) under accession number SNSB-BSPG AS VII 941. Reasons for selection of lectotype are outlined below under Remarks.

Paralectotypes: The type series of specimens of *Orthoceratites subannulare* described by MÜNSTER in his 1840 monograph are housed in the Bavarian State Collection for Palaeontology and Geology in Munich (Bavaria, Germany) under accession numbers SNSB-BSPG AS VII 942–43.

Additional reference material from the Elbersreuth type locality: Specimens described and figured by HELLER (1925) as *Orthoceras subannulare* MÜNSTER are housed in the Bavarian State Collection for Palaeontology and Geology, Munich, (Bavaria, Germany) under accession number SNSB-BSPG AS VII 986-988. Other topotype material from the collections of MÜNSTER and referred to by HELLER is housed in the Museum für Naturkunde (Berlin, Germany) under accession numbers MB.C.10740 and MB.C.10743. It has been confirmed (LINHART, pers. comm., 2020) that specimens stated by HELLER (1925: 247) as being in the Sammlung der geognostischen Landesuntersuchung von Bayern and the Bayreuther Kreisnaturaliensammlung have been transferred to the Urwelt-Museum in Bayreuth.

Additional comparative material: specimens of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER figured by BARRANDE on Plate 210 (published 1866), Plates 253, 283, 323, 336 (published 1868), Plates 399, 445, 451, 460 (published 1870) housed in the National Museum of Prague (Czech Republic). Bohemia, upper Silurian to earliest Devonian in age (after BARRANDE 1870: 45: Faunes siluriennes II and III, stage D (d5), E and F).

Diagnosis emended after BARRANDE (1874: 343–346) and RISTEDT (1968: Fig. 3: 5b): Slender annulated orthocone, slight curvature apically and showing geisonoceratidae-type ontogenetic development, circular cross-section, apical angle 4–6°, annulations low and broad and slightly oblique from venter at c. 10–12° to plane normal to conch axis, numbering c. 5 per 10 mm, and fading adorally, ornament variable along length of conch, mainly of transverse striations imbricating adorally numbering c. 10 between the crests of annulations, very slight lateral sinus, aperture oblique at c. 10–12° to the plane normal to the conch axis with a slight constriction, body chamber one third total length, suture straight, the distance between sutures approximately two thirds of the conch diameter, septal depth approximately one third conch diameter, siphuncle slightly subcentral, septal foramen one sixth the conch diameter, orthochoanitic septal necks, connecting rings cyclindrical to weakly expanded, annulosiphonate deposits as simple annuli within septal foramen, episeptal, hyposeptal and mural cameral deposits assymetrically developed.

Material studied: One specimen – UMJGP 211334. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

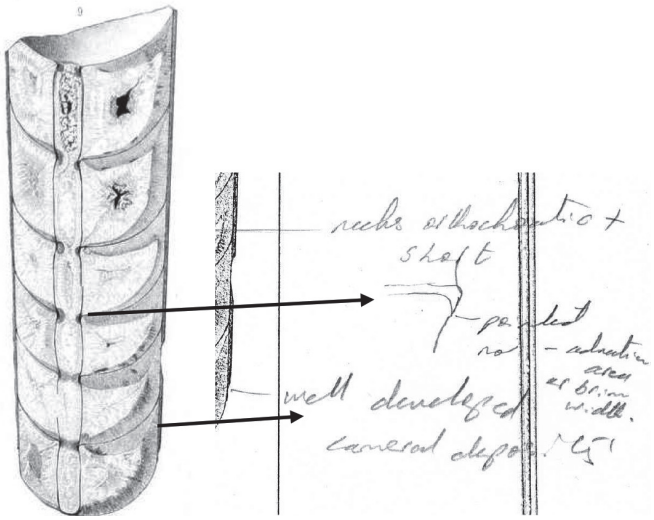
Description: The specimen UMJGP 211334 consists of an apically and adorally incomplete portion of phragmocone

and body chamber 36 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 7.5 mm, and the minimum apically 5.4 mm. The conch expands slowly at an angle of 3.3°. The external ornament consists of low broad transverse annulations, angled at c. 12° to the plane normal to the conch axis. The annulations fade adorally to become flattened broad bands 2 mm in width that imbricate adorally. Annulations number c. 5 per 10 mm, measuring 2 mm from crest to crest. The width of the crests is c. 1.4 mm, and the intervening area c. 0.5 mm. Where the sutures are visible, they are seen to coincide with the crests of the annulations. The ornament consists of transverse striations that imbricate adorally, are sharply defined, occasionally wavy, and number c. five between crests. Adorally the striations number c. 7 per corresponding transverse band. Suture apparently straight and transverse. The junction of the phragmocone with the body chamber is not seen. Only one cameral chamber exposed apically. The depth of the camera is 1.8 mm at a conch diameter of 6.4 mm, or 28 % of the conch diameter. The apical transverse section is at an oblique angle to the conch, but the siphuncle is seen to be subcentral in position. The diameter of the septal foramen is 1.1 mm at a conch diameter of 6.4 mm, or approximately one sixth the conch diameter. The dolomitic nature of the material made it unsuitable for sectioning in order to expose the siphuncle. No internal features are observed.

Remarks: The material described from the Eggenfeld locality compares well with the original description by MÜNSTER (1840) and topotype material figured by HELLER (1925) as well as with the specimens of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER illustrated by BARRANDE (1868) on Plate 283 with regard to the distinctive oblique ornamentation and low broad annulations on the slender conch form and slightly subcentral position of the siphuncle. There is therefore, no doubt regarding the specific assignment. However, the higher taxonomy of this species remains somewhat problematic, as the type material figured and described by MÜNSTER (1840) from the Elbersreuth locality in the Frankenwald area of Germany is quite fragmentary and preserves only external features. Topotype material of *Orthoceras subannulare* described and illustrated by HELLER (1925) from the same upper Silurian *Orthoceras* limestone level at the Elbersreuth locality also does not display internal features. HELLER in his monograph of these Silurian faunas included and revised the *Orthoceras* specimens from the collections made by MÜNSTER. Much confusion has resulted from the lack of internal morphological details, leading to specimens being assigned with doubt to this species on the basis of ornament only, and then being placed provisionally within a variety of genera possessing annulated conchs. In addition, it was reported erroneously that the type material had been lost during WWII (see GNOLI et al., 2000: 10). Here it is confirmed that the type material of both MÜNSTER (1840) and HELLER (1925) is housed at the Bavarian State Collection for Palaeontology and Geology in Munich (see above). As this species is common within the upper Silurian of Europe and can prove stratigraphically useful, the current situation is unsatisfactory. Consideration of a variety of criteria may help stabilise the classification of this species.

Firstly, as stated above the type material of *Orthoceratites subannulare* MÜNSTER (1840) is not lost. Therefore, selection of a lectotype specimen is both possible and essential. Regarding this selection it is considered herein that the specimen originally figured by MÜNSTER (1840: Pl. 19, Fig. 3) is the best choice, even if it is obviously a more apical view of the conch and the annulations appear more pronounced than stated in the description by the original author.

Secondly, BARRANDE in his descriptions of the Silurian faunas from Bohemia dedicated four pages of text (1874) and numerous figures on 10 plates (1866, 1868, 1870) in order to describe in detail the variety of both external and internal features, which differentiate *Orthoceras subannulare,* listing its affinities and differences with comparable species. The stratigraphical horizons are clearly stated for the localities of the specimens. The best illustrations of the specific characteristics are shown on plates 283 and 336 (1868). In addition, the stratigraphical horizons of the Bohemian localities within the Silurian Faunas III, etage E are comparable in age with that of the original material from the upper Silurian Elbersreuth locality (refer to stratigraphical and geographical distribution in BARRANDE, 1870: 45 and 64 respectively). HELLER (1925) confirms that the horizon from the Elbersreuth locality is the same stratigraphic level as those from the upper Silurian of Bohemia and that the faunas are comparable with the material described by BARRANDE. Therefore, description of the internal morphology for this species is herein based on specimens from the BARRANDE collection housed in the National Museum of Prague. The first author (K.H.) personally examined many of the specimens of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER from the BARRANDE collections in 1998 and confirms from her notes that they are comparable with the original description and illustration of the taxa by MÜNSTER (1840). A drawing made at this time from a longitudinal section of a specimen illustrated by BARRANDE (1866: Pl. 210, Fig. 9) confirms the septal neck is orthochoanitic (Text-Fig. 3). The BARRANDE collection is easily accessible in the National Museum of Prague where excellent facilities are provided, therefore the series of specimens described and illustrated by BARRANDE as *Orthoceras subannulare* MÜNSTER (1840) are available for further study. RISTEDT (1968: Fig. 3: 5b) uses one



Text-Fig. 3.
Columenoceras subannulare (MÜNSTER, 1840), after BARRANDE, 1866: Pl. 210, Fig. 9 (image on plate reversed representation of longitudinal section of specimen). Drawing of orthochoanitic septal neck at fourth septum (not to scale). First author's (K.H.) sketch notes: necks orthochoanitic and short, pointed, no adnation area or brim width, well-developed cameral deposits.

of BARRANDE's figures of *Orthoceras subannulare* as an example of the geisonoceratidae-type ontogenetic development in his study of juvenile faunas. The original specific diagnosis of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER is consequently emended herein based on the additional information provided in the extensive study by BARRANDE, the data regarding the juvenile specimen by RISTEDT and the first author's (K.H.) own studies of this material.

MÜNSTER (1840) compared his new taxa with *Orthocera annulata* SOWERBY and his own species of *O. cinctus* MÜNSTER. The affinities of the species and comparison with other taxa were discussed at length in a number of publications based mainly on similarity of the ornament. BARRANDE (1874: 346) compared it with his own species of *Orthoceras nobile*, *O. inchoatum*, *O. Le Honi* and *O. Duponti* but most closely to *O. vicarians*. He did not compare it with *Orthoceras lynx*, as has been done by recent authors, despite figuring both species on the same plate (1868: Pl. 336). WHIDBOURNE in his studies of the Devonian of southern England (1892: 138–140) shed doubt on whether the Devonian and Silurian material belong to the same species (see comments below), FOORD (1888: 59–61) confirmed the distinct character of the species in his comparison of material from the Silurian of the British Isles and elsewhere with the type material.

The generic classification of this species has undergone a multitude of changes. The transverse striations have prompted some authors in the past to compare the species with *Dawsonoceras annulatum* (SOWERBY) and place it within that genus, however, the ornament and annulations of the latter are more pronounced than in *subannulare* (HERITSCH, 1943; HISTON, 1999) and the internal morphology differs considerably. It has been assigned with doubt to *Orthocycloceras* BARSKOV 1972 (emended by ZHURAVLEVA, 1978 to include oblique annulations) as was originally the specimen described herein from the Eggenfeld Section (HISTON et al., 2010: Pl. 1, Fig. 12), placed in synonomy by various authors with *Orthocycloceras lynx* (BARRANDE) (see SERPAGLI & GNOLI, 1977; GNOLI & HISTON, 1998), or compared with *Orthocycloceras fluminese* (MENEGHINI) due to the oblique annulations. The species differs from *Orthocycloceras* in the less pronounced form of the annulations and the presence of siphonal deposits. Specimens described by WHIDBOURNE (1892: Pl. XIV, Figs. 7, 8) from the Devonian of Wolbouragh (Southern England) as *Orthoceras subannulare* subsequently assigned to *Metaspryoceras* FOERSTE 1932 by ZHURAVLEVA (1978: 69) clearly do not belong to *subannulare* as they possess both longitudinal and transverse ornamentation. It should be made clear that only the British Devonian specimens figured by WHIDBOURNE (1892: Pl. XIV, Figs. 7, 8) were reassigned to *Metaspyroceras* by ZHURAVLEVA (1978), but failure to correctly interpret Zhuravleva's publication (in Russian) led to confusion, with the combination of *Metaspyroceras subannulare* (MÜNSTER) being subsequently reported in the literature (GNOLI, 2003).

Finally, a specimen figured by BARRANDE (1868: Pl. 283, Figs. 2, 3, 17) from the BARRANDE series of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER (1840) was also illustrated in the Treatise (TEICHERT, 1964: K20, Fig. 3) as *Leurocycloceras* FOERSTE 1928. Specimens of *Orthoceras subannulare* MÜNSTER from Bohemia contained in the Shary Collection in the Museum of Comparative Zoology (USA) were also assigned to *Leurocycloceras* by WESTERMANN (1985) as was Silurian material from the Italian Carnic Alps assigned with doubt by SERVENTI (2011), however, this genus has an empty siphuncle. Comparison with the genus *Pseudocycloceras* BARSKOV 1959 highlights the more pronounced rounded annulations with respect to the present species and differs in that the septal necks are suborthochoanitic. It differs from *Geisonoceras* HYATT 1884 in the presence of annulations.

The species *Orthoceras subannulare* MÜNSTER 1840 is therefore assigned herein to *Columenoceras* BARSKOV 1960 based on the presence of an orthoconic conch with annulations that fade adorally, transverse ornament, orthochoanitic septal necks, presence of siphonal deposits in the form of annuli and cameral deposits.

It differs from other species of *Columenoceras* such as *C. agassizi* (BARRANDE) and *C. columen* (BARRANDE) in the inclination of the annulations, and from *C. degener* (BARRANDE), *C. duponti* (BARRANDE) and *C. grande* (MENEGHINI) in the position and size of the siphuncle and ornamentation.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria and Italy*,* France, Germany, Graz Palaeozoic, British Isles.

Silurian Range: upper Silurian.

Columenoceras sp.

(Pl. 7, Figs. 10–11)

Material studied: One specimen – UMJGP 220100. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* This specimen comprises an apically and adorally incomplete portion of phragmocone 29.7 mm in length. The cross-section is circular. The maximum diameter adorally is 8.4 mm, minimum apically 7.2 mm. The conch expands slowly at an angle of 2.3°. The external ornament is of low transverse annulations, obliquely angled at c. 30° to the plane normal to the conch axis, fading to broad bands adorally. Annulations number c. 8 per 10 mm, measuring c. 2 mm between crests. Finer ornament consists of transverse striations, sharply defined, numbering c. 4 per mm. Sutures not observed. The apical transverse section shows the siphuncle, which appears to be central in position. Diameter of the septal foramen is c. 2 mm apically, or approximately one fourth the conch diameter. The dolomitic nature of the material would not facilitate sectioning to expose the siphuncle. No internal features are observed.

Remarks: The features preserved allow the specimen to be assigned to *Columenoceras* BARSKOV on the basis of the expansion rate and obliquely annulated conch with transverse striations. It has not been given a specific determination. It compares with *C. subannulare* (MÜNSTER) in the degree of inclination to plane normal to conch axis and frequency of the annulations, however, the direction of inclination is from the dorsum unlike that of *C. subannulare*, which is oblique from the venter.

Silurian occurrence*:* Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Ludfordian.

Genus *Temperoceras* Barskov, 1960

Type species: By subsequent designation *Orthoceras ludense* Sowerby in Murchison, 1839, Holland, 2000. Ludlow, Shropshire, England, "Lower Ludlow Rock", Gorstian.

Diagnosis: as below for type species.

Temperoceras ludense (Sowerby in Murchison, 1839)

(Pl. 7, Figs. 12–13)

1839 *Orthoceras ludense* Sowerby. – Murchison, 619, Pl. 9, Figs. 1a, 1b.

2000 *Temperoceras ludense* (Sowerby in Murchison, 1839). – Holland, 120, Text-Fig. 1, Pl. 1, Figs. 3–4, 6–7.

Type species: By original designation *Orthoceras ludense* (Sowerby in Murchison, 1839). Ludlow, Shropshire, England, "Lower Ludlow Rock", Gorstian.

Diagnosis: Orthoconic, smooth, slowly tapering, circular cross-section, cameral chambers one third conch diameter, wide subcentral siphuncle ranging from 12–25 % of conch diameter, siphonal segments slightly convex, cameral and annulosiphonate deposits.

Material studied: Five specimens – UMJGP 220104 to UMJGP 220108. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: Specimen UMJGP 220106 is a portion of phragmocone 25.7 mm in length comprising of two incompletely preserved camerae. Cross-section circular. The maximum diameter is 49 mm, and the minimum 47.5 mm. Rate of expansion approximately 6°. Smooth conch; thickness of conch wall 2 mm. Sutures transverse and straight, distant 16.7 mm but not completely preserved, being approximately 35 % of conch diameter. Septal depth 22.5 mm at diameter 49 mm. Siphuncle subcentral, diameter of septal foramen 5.6 mm, or 11 % of conch diameter. No internal features observed on any of the studied specimens.

Remarks: Most of the material is fragmentary with just a few cameral chambers preserved. However, the diagnostic features of slowly tapering large smooth conch, circular cross-section and short cameral chambers with subcentral wide siphuncle are present and confirm assignment to *Temperoceras ludense* (Sowerby in Murchison, 1839). It is a cosmopolitan nektonic longiconic form and occurs within the Ludfordian all along the North Gondwana area, sometimes forming a distinctive layer of aligned specimens on the bedding plane often referred to in the literature as the *Temperoceras* beds, horizons or limestone (Histon, 2012a, b). It is widespread in the Wenlock but particularly the Ludlow strata of England and the Welsh Borderlands. It has been noted for the great length of the slender conch both in the Ludfordian of England (Holland, 2000), the Carnic Alps (Histon, 2012b) and Morocco (Kröger, 2008; Pohle & Klug, 2018). The species *Orthoceras temperans* Barrande common in the Ludlow of Bohemia has been placed in synonomy with *T. ludense* (Sowerby in Murchison, 1839) by Holland (2000), thus extending the palaeogeographical range to Bohemia. Therefore, its occurrence within the Graz Palaeozoic assemblage indicates that this is comparable with a stratigraphically distinct cephalopod biofacies interval.

Silurian occurrence: Bohemia, British Isles, Carnic Alps of Austria, Ludlow of Gotland, Graz Palaeozoic, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: Silurian, predominantly Ludlow.

Temperoceras migrans (Barrande, 1866)

(Pl. 7, Fig. 14)

1866 *Orthoceras migrans* Barrande – Barrande, Pls. 212, 222.

1868 *Orthoceras migrans* Barrande. – Barrande, Pls. 309, 348.

1870 *Orthoceras migrans* Barrande. – Barrande, Pl. 377.

1874 *Orthoceras migrans* Barrande. – Barrande, Texte III, 643.

1972 *Temperoceras migrans* (Barrande, 1866). – Barskov, 49–50, Pl. 4, Fig. 1.

Type species: By original designation *Orthoceras migrans* Barrande, 1866. Bohemia. Faunes Siluriennes III, stage E.

Diagnosis: Slender, slowly tapering smooth conch, circular cross-section, cameral chambers relatively long at 50 % of conch diameter, siphuncle central to subcentral, c. 10 % of conch diameter.

Material studied: One specimen – UMJGP 220103. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: The slender elongate orthoconic specimen is incomplete both apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 165.3 mm in length. The cross-section is slightly subcircular adorally and conch diameter incomplete apically due to breakage. The conch has apparently undergone compression. The maximum diameter apically is 29.9 mm. The maximum diameter adorally is 32.1 mm, minimum adorally 26.3 mm. Conch expands slowly at an angle of 1°. The conch surface is well preserved and smooth. Suture straight and transverse adorally, slightly sloped apically due to compression, being 14.8 mm apart at diameter 29 mm, cameral depth c. 50 % of conch diameter. The adoral transverse section of the conch shows the siphuncle to be central in position. Diameter of the septal foramen c. 3.3 mm at conch diameter 32.1 mm apically, approximately one tenth the conch diameter. No internal features are observed.

Remarks: The specimen is assigned to *Temperoceras migrans* (Barrande) on the basis of the elongate slowly expanding smooth conch, chamber length and central siphon. This species has been assigned in the past to *Michelinoceras* Foerste, however, the studied specimen resembles more the characteristics of *Temperoceras* Barskov and therefore herein the combination of Barskov (1972) is preferred.

Silurian occurrence: Bohemia, Carnic Alps of Austria, Graz Palaeozoic, Morocco, upper Silurian of SW Sardinia, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: upper Silurian.

Temperoceras sp.

(Pl. 7, Fig. 15)

Material studied: one specimen – UMJGP 220110; additional material: nine specimens – UMJGP 220109. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: These specimens are fragmentary, incomplete both apically and adorally, consisting of lengths of phragmocone and body chamber ranging from 45–98 mm in length. The cross-section is slightly subcircular. The maximum diameter apically ranges from 32–45 mm, minimum apically 29–32 mm. The maximum diameter adorally ranges from 39–44 mm, minimum adorally ranges from 33–35 mm. Conchs show some compression and expand slowly at an angle of 4–5°. The conch is apparently smooth where the conch wall is preserved. Suture apparently straight and transverse. Cameral depth cannot be estimated. One specimen shows a centrally positioned siphuncle in the apical transverse section of the conch, but it is not clear enough to facilitate measurement of the diameter of the septal foramen. No internal features are observed.

Remarks: This material is badly preserved, and the only distinct features are the smooth conch surface and large size of the slowly tapering conchs. However, as they are numerous within the studied assemblage and can be compared with *Temperoceras* Barskov it is preferred to assign them herein to this genus rather than leave them in open nomenclature as indeterminate orthocones.

Silurian occurrence: Graz Palaeozoic.

Silurian Range: Ludfordian.

Family Paraphragmitidae Flower in Flower & Kummel, 1950

Genus *Cyrtocycloceras* Foerste, 1936

Type species: By original designation *Cyrtoceras urbanum* Barrande. Bohemia, Faunes Siluriennes III, Stage E (e2), Ludlow.

Diagnosis: Annulated cyrtocone, exogastric, subcircular cross-section, ornament of transverse striations, siphuncle subcentral.

Cyrtocycloceras aff. *urbanum* (Barrande, 1866)

(Pl. 5, Fig. 7)

1866 *Cyrtoceras urbanum* Barrande – Barrande, Pl. 198.

1874 *Cyrtoceras urbanum* Barrande. – Barrande, Texte III, 699.

1936 *Cyrtocloceras urbanum* (Barrande). – Foerste, 58.

Material studied: One specimen – UMJGP 220129. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description: The slightly cyrtoconic specimen is incomplete both apically and adorally and consists of an apical portion of phragmocone 20.1 mm in length. The cross-section is circular with diameter 7.2 mm and expands slowly at an angle of 5.5°. The conch is annulated: these are slightly obliquely angled at c. 8° to the plane normal to the conch axis. Annulations number c. 5 per 10 mm adorally. Faint traces of ornament are preserved adorally. These consist of fine transverse striations sometimes difficult to discern except in low angle light. Sutures not observed. The siphuncle is apparently subcentral in position apically.

Remarks: The specimen is poorly preserved but shows affinities with the type species of *Cyrtocycloceras* Foerste in the cyrtoconic form, circular cross-section, transverse ornament and annulations and subcentral siphuncle.

Silurian occurrence: Bohemia, Graz Palaeozoic.

Silurian Range: middle to upper Silurian.

Superfamily Pseudorthocerataceae Flower & Caster, 1935

Family Pseudorthoceratidae Flower & Caster, 1935

Subfamily Spyroceratinae Shimizu & Obata, 1935

Genus *Pseudocycloceras* Barskov, 1959

Type species: By original designation *Pseudocycloceras karanglense* Barskov, 1959. USSR (Southern Ferghana), middle Silurian.

Diagnosis: Annulated orthocones, ornament of transverse bands and or ridges, siphuncle subcentral and subcylindrical, septal necks orthochoanitic, siphonal and cameral deposits developed.

Pseudocycloceras cf. *transiens* (Barrande, 1866)

(Pl. 4, Figs. 11–12)

1866 *Orthoceras transiens* Barrande. – Barrande, Pls. 218, 224.

1868 *Orthoceras transiens* Barrande. – Barrande, Pls. 292, 293.

1870 *Orthoceras transiens* Barrande. – Barrande, Pls. 402, 442.

1874 *Orthoceras transiens* BARRANDE. – BARRANDE, Texte III, 88–90.

1987 *Pseudocycloceras transiens* (BARRANDE). – KISELEV & STARSHININ, 86.

Type species: By original designation *Orthoceras transiens* BARRANDE, 1866. Bohemia, Faunes Siluriennes III, Stage E, upper Silurian.

Diagnosis: Orthoconic, annulated, circular cross-section, ornament of transverse to slightly oblique bands and secondary transverse striae, suture transverse to slightly oblique, siphuncle central.

Material studied: One specimen – UMJGP 220130. Eggenfeld Section, Graz Palaeozoic.

Stratigraphical horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic. *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian.

Description*:* This specimen is incomplete apically and adorally and consists of a portion of phragmocone 47 mm in length. The cross-section is circular with maximum diameter adorally 23.8 mm and minimum apically 16.6 mm. Conch expands rapidly at an angle of 12°. The conch shows broad transverse bands 3–4 mm in width with an intermediate ornament of fine transverse striations numbering 8–10 per band. Sutures not observed. The siphuncle apparently central in position apically. No internal features observed.

Remarks: The specimen can be compared with *Pseudocycloceras transiens* (BARRANDE) in the rapidly tapering form, circular cross-section, transverse banded ornament and subcentral siphuncle.

Silurian occurrence*:* Bohemia, Carnic Alps of Austria*,* Graz Palaeozoic, Morocco*,* upper Silurian of SW Sardinia, Kazakhstan and Middle Asia.

Silurian Range: middle to upper Silurian.

Acknowledgements

The authors thank CHRISTOPH JANDA from the Geological Survey of Austria for his assistance with the submission of the manuscript and the editorial work for final publication. DAVID H. EVANS (Natural England, Worcester, U.K.) is thanked for his comments on this systematic study, which have greatly improved the original version of the manuscript. HANS PETER SCHÖNLAUB (Geopark Karnische Alpen/ Austrian Academy of Science) kindly reviewed parts of the manuscript related to stratigraphy/palaeobiogeography and JIŘÍ KŘÍŽ (Prague) confirmed identification of the Silurian bivalve communities. Thanks to MARIKA POLECHOVÁ (Czech Geological Survey, Prague) for facilitating the latter. Assistance with stratigraphical collocation in the field by BERNHARD HUBMANN (University of Graz) and HARTMUT HIDEN (Graz) is gratefully acknowledged. We thank especially FRANZ BERNHARD (Feldkirchen/Graz) for allowing us to use specimens from the K1 level in his collection for this study, which he kindly also donates to the Joanneum Museum. Our thanks to MARTIN GROSS from Universalmuseum Joanneum, Department for Geology & Palaeontology (Graz, Austria) for providing accession numbers for the material used in this study housed in the museum collections. We acknowledge help in locating type material and literature in a variety of institutions by the following: MIKE REICH and ALEXANDER NÜTZEL (Bavarian State Collection for Palaeontology and Geology, Munich, Bavaria, Germany), DIETER KORN (Museum für Naturkunde, Berlin, Germany), MARTINA KÖLBL-EBERT (Ludwig Maximilian University, Munich, Bavaria, Germany), ELMAR LINHARDT (Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bavaria, Germany).

This research has been greatly enhanced by the study of rare nautiloid cephalopod monographs / literature within the personal offprint collection given by C.H. HOLLAND (TCD, Dublin, Ireland) to the first author (K.H.) in 2015.

Warm thanks from the authors to their respective spouses EZIO and MONIKA for their constant support and patience throughout this study. This second paper on the Eggenfeld cephalopod faunas has benefited from the restrictions imposed due to the COVID-19 pandemic outbreak in early 2020 as both authors finally had time to complete the manuscript for submission.

References

AGASSIZ, L. (1847): An introduction to the study of Natural history, in a series of lectures delivered in the hall of the College of Physicians and Surgeons. – 58 p., New York.

BABIN, C. (1966): Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque Armoricain. Étude systématique. Essai sur la phylogénie des Bivalves. Esquisse paléoécologique. – Thèse de Doctorat és Sciences, Rennes, 470 p., Brest (Imprimerie commerciale et administrative).

BARRANDE, J. (1851): *Orthoceras pseudo-calamiteum*. – In: QUENSTEDT, A.F.: Handbuch der Petrefaktenkunde, **2**, 342, Taf. 26, Fig. 8, Tübingen (Verlag der H. Laupp'schen Buchhandlung).

BARRANDE, J. (1855): Remplissage organique du siphon dans certains céphalopodes paléozoiques. – Bulletin de la Société Géologique de France, **12**, 441–489, Paris.

BARRANDE, J. (1860): Colonies dansle bassin silurien de la Boheme. – Bulletin de la Société Géologique de France, Serie II, **17**, 602–666, Paris.

BARRANDE, J. (1865–1877): Systême Silurien du centre de la Bohême – Iᵉʳᵉ Partie: Recherches Paléontologiques, **Vol.II**; Céphalopodes; Iᵉʳᵉ Série, Planches 1 à 107 (1865); 2ᵐᵉ Série, Planches. 108 à 244 (1866); 3ᵐᵉ Série, Planches 245 à 350 (1868); 4ᵐᵉ Série, Distribution horizontale et verticale des Cephalopodes, dans le contrées siluriennes (1870); 4ᵐᵉ Série, Planches 351 à 460 (1870); Classe des Mollusques. Ordre des Céphalopodes. Texte (1867); Texte Troisème partie. Description des forme du genre Orthoceras (1874); Texte Quatrième partie. Etudes générales sur les Nautilídes paléozoiques (1877); Texte. Cinquième partie. Etudes générales sur les Nautilídes paléozoiques (Suite.) (1877); Supplément et Série tardive, Planches 461 à 544 (1877), Prague and Paris.

BARSKOV, I.S. (1959): New Silurian nautiloids from southern Ferghana. – Paleontologicheskiy Zhurnal, Akademia Nauk SSSR, **3**, 55–60, Moscow. [In Russian]

BARSKOV, I.S. (1960): Silurian and Devonian Nautiloids from Southern Ferghana. – Byulletin Moskovskogo Obshchevestva Ispytatelei Prirody Otdel Geologicheskii, **35**/4, 153–154, Moscow. [In Russian]

BARSKOV, I.S. (1966): Cephalopods of the Late Ordovician and Silurian of Kazakhstan and Middle Asia. – Autoreferat dissertatcii na soiskanie utchenoyi stepeni kandidata geologicheskii mineralogicheskii nauka. – Izdatel'stvo Moskovskogo Universitate, 200 p., Moscow. [In Russian]

BARSKOV, I.S. (1972): Late Ordovician and Silurian Cephalopod molluscs of Kazakhstan and Middle Asia. – Akademia Nauk SSSR, 1–107, Moscow. [In Russian]

BRETT, C., FERRETTI, A., HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Silurian sequence stratigraphy of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **279**, 1–28, Amsterdam (Elsevier).

CHEN, J., LIU, G. & CHEN, T. (1981): Silurian nautiloid faunas of central and southwestern China. – Memoirs of Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, **13**, 1–104, Nanjing. [In Chinese with English summary]

CUVIER, G. (1797): Tableau élémentaire de l'histoire naturelle des animaux. – xvi + 710 p., Paris.

DZIK, J. (1984): Phylogeny of the Nautiloidea. – Palaeontologia Polonica, **45**, 3–207, Warsaw.

EBNER, F. (1976): Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **37**, 275–305, Graz.

EBNER, F. (1994): Silurian/Devonian boundary section of Eggenfeld / Paleozoic of Graz. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (Eds.): IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, Field Meeting 1994. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **30**, 77–82, Wien.

EVANS, D.H., KING, A.H., HISTON, K. & CICHOWOLSKI, M. (2014): Nautiloid cephalopods – a review of their use and potential in biostratigraphy. – Denisia, **32**, zugleich Kataloge des oberösterreichischen Landesmuseums, Neue Serie, **157**, 7–22, Linz.

FERRETTI, A. & KŘÍŽ, J. (1995): Cephalopod limestone biofacies in the Silurian of the Prague Basin, Bohemia. – Palaios, **10**, 240–253, Tulsa, OK.

FLOWER, R.H. (1940): Some Devonian Actinoceroidea. – Journal of Paleontology, **14**/5, 442–446, Tulsa, OK.

FLOWER, R.H. (1943): Studies of Paleozoic Nautiloidea. Part VI: Annulated orthoceraconic genera of Paleozoic Nautiloids. – Bulletin of American Paleontology, **28**/109, 1–140, Ithaca, NY.

FLOWER, R.H. (1945): Classification of Devonian Nautiloids. – American Midland Naturalist, **33**/3, 675–724, Notre Dame, IN.

FLOWER, R.H. (1962): Part 1, Revision of Buttsoceras; Part 2, Notes on the Michelinoceratida. – New Mexico Institute of Mining and Technology, State Bureau of Mine and Mineral Researches, Memoir, **13**, 58 p., Socorro, NM.

FLOWER, R.H. & CASTER, K.E. (1935): The cephalopod fauna of the Conewango Series of the Upper Devonian in New York and Pennsylvania. – Bulletin of American Paleontology, **22**/75, 1–74, Ithaca, NY.

FLOWER, R.H. & KUMMEL, B. (1950): Classification of the Nautiloidea. – Journal of Paleontology, **24/**5, 604–516, Tulsa, OK.

FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B. (2000): Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **13**, 118 p., Wien.

FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 142–148, Wien.

FOERSTE, A.F. (1928): Cephalopoda. – In: TWENHOFEL, W.H. (Ed.): Geology of Anticosti Island. – Memoirs of the Geological Survey of Canada, **154**, 257–321, Ottawa.

FOERSTE, A.F. (1932): Black River and other cephalopods from Minnesota, Wisconsin, Michigan, and Ontario, and other areas. – Denison University Bulletin, Journal of the Scientific Laboratories, **27**/1, 47–136, Granville, OH.

FOERSTE, A.F. (1936): Silurian cephalopods of the Port Daniel area on Gaspe Peninsula, in eastern Canada. – Denison University Bulletin, Journal of the Scientific Laboratories, **31**/2, 21–92, Granville, OH.

FOORD, A.H. (1888): Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History): Part I: Containing part of the Suborder Nautiloidea, consisting of the families Orthoceratidae, Endoceratidae, Actinoceratidae, Gomphoceratidae, Ascoceratidae, Poterioceratidae, Cyrtoceratidae, and Supplement. – XXXI + 344 p., London.

FRANKE, W., COCKS, L.R.M. & TORSVIK, T.H. (2017): The Palaeozoic Variscan Oceans revisited. – Gondwana Research, **48**, 257–284, Amsterdam (Elsevier).

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): "Grazer Paläozoikum". – Exkursionsführer, TSK III, 3. Symposium, Tektonik, Strukturgeologie. – Kristallingeologie, 24 p., Institut für Erdwissenschaften, Graz.

GNOLI, M. (1987): Revision and autoecological remarks of the species *Columenoceras grande* (MENEGHINI, 1857) (Nautiloidea, Orthocerida). – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **26**/3, 245–250, Modena.

GNOLI, M. (2003): Northern Gondwanan Siluro-Devonian Palaeogeography assessed by cephalopods. – Palaeontologia Electronica, **5**/2, 19 p., London.

GNOLI, M. & HISTON, K. (1998): Silurian Nautiloid Cephalopods from the Carnic Alps: a Preliminary Investigation. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **36**/3, 311–330, Modena.

GNOLI, M. & SERPAGLI, E. (1991): Nautiloid assemblages from middle-late Silurian of Southwestern Sardinia: a proposal. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **30**/2, 187–195, Modena.

GNOLI, M., HISTON, K. & SERVENTI, P. (2000): Revision of Silurian cephalopods from the Carnic Alps: The Gortani and Vinassa de Regny collection, 1909. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **39**, 3–12.

HELLER, T. (1925): Die Fauna des obersilurischen Orthocerenkalks von Elbersreuth. – Geognostische Jahreshefte, **38**, 197–276, München.

HERITSCH, F. (1930): Nachweis der Stufe eγ im Paläozoikum von Graz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1930**/5, 133–136, Wien.

HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: HERITSCH, F. & KÜHN, O. (Eds): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Band **1**, 1–681, Berlin (Borntraeger).

HIDEN, H.R. (1995): "Böhmische" Cephalopoden aus dem Silur–Devon-Grenzprofil bei Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). – Vortragskurzfassungen (OPG/IGP-KFU), 13–14, Graz.

HIDEN, H.R. (1996): Zur Fossilführung des Basalanteils der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums (Österreich). – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, **54**, 77–91, Graz.

HISTON, K. (1999): Revision of Silurian Nautiloid cephalopods from the Carnic Alps (Austria). – The Heritsch (1929) Collection in the Geological Survey of Austria. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 229–258, Wien.

HISTON, K. (2012a): Paleoenvironmental and temporal significance of variably colored Paleozoic orthoconic nautiloid cephalopod accumulations. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **367–368**, 193–208, Amsterdam (Elsevier).

HISTON, K. (2012b): The Silurian nautiloid-bearing strata of the Cellon Section (Carnic Alps, Austria): colour variation related to events. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **367–368**, 231–255, Amsterdam (Elsevier).

HISTON, K., HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2010): A preliminary study of the upper Silurian nautiloid cephalopods from the Eggenfeld section (Graz Paleozoic, Austria). – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **49**/1, 65–74, Modena.

HOLLAND, C.H. (2000): Silurian Cephalopods from the Pentland Hills. – Scottish Journal of Geology, **36**/2, 177–186, London.

HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2005): Grazer Paläozoikum. – Exkursionsführer zur 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, 47 p., Institut für Erdwissenschaften, Graz.

HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2007): „Stein im Bild": Die fazielle Entwicklung der Rannachdecke (Grazer Paläozoikum). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**/1+2, 277–299, Wien.

HUBMANN, B., POHLER, S., SCHÖNLAUB, H.P. & MESSNER, F. (2003): Paleozoic Coral-Sponge Bearing Successions in Austria. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 91 p., Wien.

HYATT, A. (1883–1884): Genera of fossil Cephalopods. – Proceedings of the Boston society of Natural History, **22**, 253–338, Boston, MA.

HYATT, A. (1900): Cephalopoda. – In: ZITTEL, K. v. (Ed.): Textbook of Palaeontology, **1**, 502–592, London–New York (Macmillan & Co. Ltd).

KISELEV, G.N. (1969): Silurian Cephalopoda of the Bol'Shezemel'skaya Tundra and the North of the Urals. – Author's abstract of thesis (Autoreferat dissertatcii na soiskanie utchenoyi stepeni kandidata geologicheskii mineralogicheskii nauka Leningradskii Gosudarstvenyi Universitet), 22 p., University of Leningrad/St. Petersburg (Leningrad University Press). [In Russian]

KISELEV, G.N. & STARSHININ, D.A. (1987): Golovonogie mollyuskii srednego Paleozoya yuzhnogo Tiani–Shanya (iznuchennosti taksonomicheskii sostav, stratigraficheskoe rasprostranenie): Vestnik Leningradskogo Universiteta, ser. 7, **21**/3, 84–88, Leningrad.

KOLEBABA, I. (1977): New information on longitudinally sculptured orthoceroids. – Casopis pro mineralogii a geologii, **22**, 125–138, Prague.

KŘÍŽ, J. (1979): Silurian Cardiolidae (Bivalvia). – Sborník geologických věd, Palaeontologie, **22**, 5–157, Prague.

KŘÍŽ, J. (1998): Recurrent Silurian-lowest Devonian cephalopod limestones of Gondwanan Europe and Perunica. – In: LANDING, E. & JOHNSON, M.E. (Eds.): Silurian cycles: Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. – New York State Museum Bulletin, **491**, 183–198, New York.

KŘÍŽ, J. (1999a): Bivalvia dominated communities of Bohemian type from the Silurian and Lower Devonian carbonate facies. – In: BOUCOT, A.J. & LAWSON, J.D. (Eds.): Final report, project Ecostratigraphy. Paleocommunities: A case study from the Silurian and Lower Devonian, 229–252, Cambridge (Cambridge University Press).

KŘÍŽ, J. (1999b): Silurian and lowermost Devonian bivalves of Bohemian type from the Carnic Alps. – In: LOBITZER, H. & GRECULA, P. (Eds.): Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**/1, 259–316, Wien.

KŘÍŽ, J. (2007): Origin, evolution and classification of the new superorder Nepiomorphia (Mollusca, Bivalvia, Lower Paleozoic). – Palaeontology, **50**/6, 1341–1365, London (Wiley & Sons Ltd.).

KŘÍŽ, J. (2011): Silurian *Tetinka* BARRANDE, 1881 (Bivalvia, Spanilidae) from Bohemia (Prague Basin) and Germany (Elbersreuth, Frankenwald). – Bulletin of Geosciences, **86**/1, 29–48, Prague.

KŘÍŽ, J. & SERPAGLI, E. (1993): Upper Silurian and lowermost Devonian Bivalvia of Bohemian type from Western Sardinia. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **32**/3, 289–347, Modena.

KRÖGER, B. (2008): Nautiloids before and during the origin of ammonoids in a SiluroDevonian section in the Tafilalt, Anti-Atlas, Morocco. – Special Papers in Palaeontology, **79**, 110 p., London (The Palaeontological Association).

KRÖGER, B. & ISAKAR, M. (2006): Revision of annulated orthoceridan cephalopods of the Baltoscandic Ordovician. – Fossil Record, **9**/1, 137–163, Weinheim (Wiley-VCH).

KUHN, O. (1940): Paläozoologie in Tabellen. – 50 p., Jena (Fischer).

MANDA, Š. (2008): Palaeoecology and palaeogeographic relations of the Silurian phragmoceratids (Nautiloidea, Cephalopoda) of the Prague Basin (Bohemia). – Bulletin of Geosciences, **83**/1, 39–62, Prague.

MANDA, Š. & KŘÍŽ, J. (2006): Environmental and biotic changes in subtropical isolated carbonate platforms during the Late Silurian Kozlowskii Event, Prague Basin. – GFF, **128**, 161–168, Stockholm.

M'COY, F. (1844): A synopsis of the characters of the Carboniferous Limestone fossils of Ireland. – 207 p., Dublin (University Press).

MENEGHINI, G. (1857): Paléontologie de l'Il de Sardaigne. – In: LA MARMORA, A.: Voyage en Sardaigne, 584 p., Turin (Imprimerie Royal).

MESSNER, F. (2009): The Devonian life: On the techniques of artistic reconstructions. – In: SUTTNER, T., BERKYOVÁ, S., HUBMANN, B., KOPTÍKOVÁ, L. & SLAVÍK, L. (Eds.): Regional Devonian Workshop Prague & Graz. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **79**, 32–35, Wien.

MOORE, R.C. (1964): Treatise on Invertebrate Paleontology, pt. **K** Mollusca 3. – 519 p., Lawrence, KS (Geological Society of America and University of Kansas Press).

MÜNSTER, G.G. (1840): Die Versteinerungen des Uebergangskalkes mit Clymenia und Orthoceratiten. – Beiträge zur Petrefaktenkunde, **1**, 1–127, Bayreuth.

NEUBAUER, F. (1989): Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**, 459–474, Wien.

POHLE, A. & KLUG, C. (2018): Body size of orthoconic cephalopods from the late Silurian and Devonian of the Anti-Atlas (Morocco). – Lethaia, **51**, 126–148, Oslo (Wiley & Sons Ltd.).

RISTEDT, H. (1968): Zur Revision der Orthoceratidae. – Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz, **4**, 213–297, Wiesbaden.

SAEMANN, L. (1853): Ueber die Nautiliden. – Palaeontographica, Band **3**, 121–167, Cassel (Fischer).

Serpagli, E. & Gnoli, M. (1977): Upper Silurian Cephalopods from Southwestern Sardinia. – Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **16**/2, 153–196, Modena.

Serventi, P. (2011): Revision of Silurian Nautiloid Cephalopods in the Gortani Collection of the Geological Museum "Capellini" of the University of Bologna. – Gortania (Geologia, Paleontologia, Paletnologia), **33**, 15–30, Udine.

Shimizu, S. & Obata, T. (1935): New Genera of Gotlandian and Ordovician nautiloids. – Journal of the Shanghai Science Institute, sect. 2, **2**, 1–10, Shanghai.

Sowerby, J. de C. (1839): Fossil shells of the upper Ludlow rock. – In: Murchison, R.I. (Ed.): The Silurian System, 608–644, London (John Murray).

Stigall, A.L., Bauer, J.E., Lam, A.R. & Wright, D.F. (2017): Biotic immigration events, speciation, and the accumulation of biodiversity in the fossil record. – Global and Planetary Change, **148**, 242–257, Amsterdam (Elsevier).

Sweet, W.C. (1964): Subfamily LEUROCYCLOCERATINAE. – In: Moore, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, pt. **K** Mollusca 3, K230, Lawrence, KS (Geological Society of America and University of Kansas Press).

Teichert, C. (1933): Der Bau der actinoceroiden Cephalopoden. – Palaeontographica, Abteilung A, **78**, 111–230, Stuttgart.

Teichert, C. (1964): Morphology of hard parts. – In: Moore, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, pt. **K** Mollusca 3, K13–K53, Lawrence, KS (Geological Society of America and University of Kansas Press).

Teichert, C. & Glenister, B.F. (1952): Fossil Nautiloid faunas from Australia. – Journal of Paleontology, **26**, 730–752, Tulsa, OK.

Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. (2013): Gondwana from top to base in space and time. – Gondwana Research, **24**, 999–1030, Amsterdam (Elsevier).

Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M. (2017): Earth History and Palaeogeography. – 317 p., Cambridge (Cambridge University Press).

Von Raumer, J.F., Bussy, F., Schaltegger, U., Schulz, B. & Stampfli, G.M. (2013): Pre Mesozoic Alpine basements – their place in the European Paleozoic framework. – GSA Bulletin, **125**, 89–108, Boulder, CO (Geological Society of America).

Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Arenas, R. & Sánchez Martínez, S. (2015): Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation. – International Journal of Earth Sciences, **104**, 1107–1121, Berlin–Heidelberg (Springer).

Westermann, G.E.G. (1985): Post-mortem descent with septal implosion in Silurian nautiloids. – Paläontologische Zeitschrift, **59**/1–2, 79–97, Stuttgart.

Whidbourne, G.F. (1889–1892): A monograph of the Devonian fauna of the south of England. Part **1**: The fauna of the limestones of Limmaton, Walborough, Chircombe Bridge and Chudleigh). – 344 p., London (Palaeontographical Society).

Zhuravleva, F.A. (1959): On embryonic stages in the evolution of the nautiloids. – Akademii Nauk SSSR, Paleontologicheskiy Zhurnal, **1**, 36–48, Moscow. [In Russian]

Zhuravleva, F.A. (1972): Devonian Nautiloids, Order Discosorida. – Trudy Paleontologitscheskogo Instituta Akademie Nauk SSSR, **134**, 1–320, Moscow. [In Russian]

Zhuravleva, F.A. (1978): Devonian Nautiloids, Orthoceratoidea. – Trudy Paleontologitscheskogo Instituta Akademie Nauk SSSR, **178**, 1–224, Moscow. [In Russian]

Received: 31. August 2020, accepted: 15. October 2020

Plates

Plate 1

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Orthocycloceras* cf. *lynx* (Barrande, 1868)**

Fig. 1: UMJGP 220184. Longitudinal section showing trilobite remains within conch, x 2.

***Metarmenoceras*? sp.**

Fig. 2: UMJGP 220186. Longitudinal section showing globular siphuncle and cameral chambers, x 2.
Fig. 3: UMJGP 220186. Detail of siphuncular segments, x 3.5.
Fig. 4: UMJGP 220186. Transverse view showing cross-section and siphuncle (arrow), x 3.5.

***Michelinoceras* cf. *currens* (Barrande, 1866)**

Fig. 5: UMJGP 211331. Longitudinal overview of elongate smooth conch, x 2.
Fig. 6: UMJGP 211331. Transverse view showing circular cross–section and central siphuncle, x 2.5.
Fig. 7: UMJGP 211331. Longitudinal section showing narrow cylindrical siphuncle and long cameral chambers, x 3.5.
Fig. 8: UMJGP 220187. Longitudinal overview of elongate smooth conch, x 2.
Fig. 9: UMJGP 220188. Longitudinal section showing long cameral chambers, x 2.

***Michelinoceras* cf. *michelini* (Barrande, 1866)**

Fig. 10: UMJGP 220189. Longitudinal overview of slender elongate smooth conch, x 4.
Fig. 11: UMJGP 220190. Longitudinal overview of slender elongate smooth conch, x 2.
Fig. 12: UMJGP 220190. Transverse view showing circular cross-section and central siphuncle, x 2.5.

***Merocycloceras* cf. *declivis* (Ristedt, 1968)**

Fig. 13: UMJGP 211330. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.
Fig. 14: UMJGP 211330. Transverse view showing circular cross-section and central siphuncle, x 2.

All photos by Fritz Messner, Graz.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Plate 2

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Kopaninoceras* cf. *jucundum* (Barrande, 1870)**

Fig. 1: UMJGP 220174. Longitudinal overview conch showing transverse ornament, x 2.
Fig. 2: UMJGP220174. Transverse view showing circular cross-section and subcentral siphuncle, x 2.5.
Fig. 3: UMJGP 220174. Longitudinal section showing cylindrical siphuncle and cameral chambers, x 2.
Fig. 4: UMJGP 220174. Detail of funnel-like septal necks, x 5.
Fig. 5: UMJGP 220175. Longitudinal overview conch showing transverse ornament, x 2.
Fig. 6: UMJGP 220175. Transverse view showing circular cross-section and subcentral siphuncle, x 2.
Fig. 7: UMJGP 220176. Longitudinal section showing narrow cylindrical siphuncle and cameral chambers, x 3.
Fig. 8: UMJGP 220176. Detail of funnel-like septal necks, x 5.

***Kopaninoceras* cf. *thyrsus* (Barrande, 1870)**

Fig. 9: UMJGP 220177. Longitudinal overview conch showing transverse ornament, x 2.5.
Fig. 10: UMJGP 220178. Longitudinal section showing cylindrical siphuncle and cameral chambers, x 3.
Fig. 11: UMJGP 220179. Longitudinal section showing cylindrical siphuncle and cameral chambers, x 3.
Fig. 12: UMJGP 220180. Longitudinal section showing cylindrical siphuncle and cameral chambers, x 2.

***Plagiostomoceras* cf. *gruenewaldti* (Barrande, 1866)**

Fig. 13: UMJGP 220181. Longitudinal section showing long body chamber and cameral chambers, x 2.
Fig. 14: UMJGP 220182. Longitudinal overview conch showing transverse ornament, x 2.
Fig. 15: UMJGP 220182. Detail of transverse ornaments, x 4.

All photos by Fritz Messner, Graz.

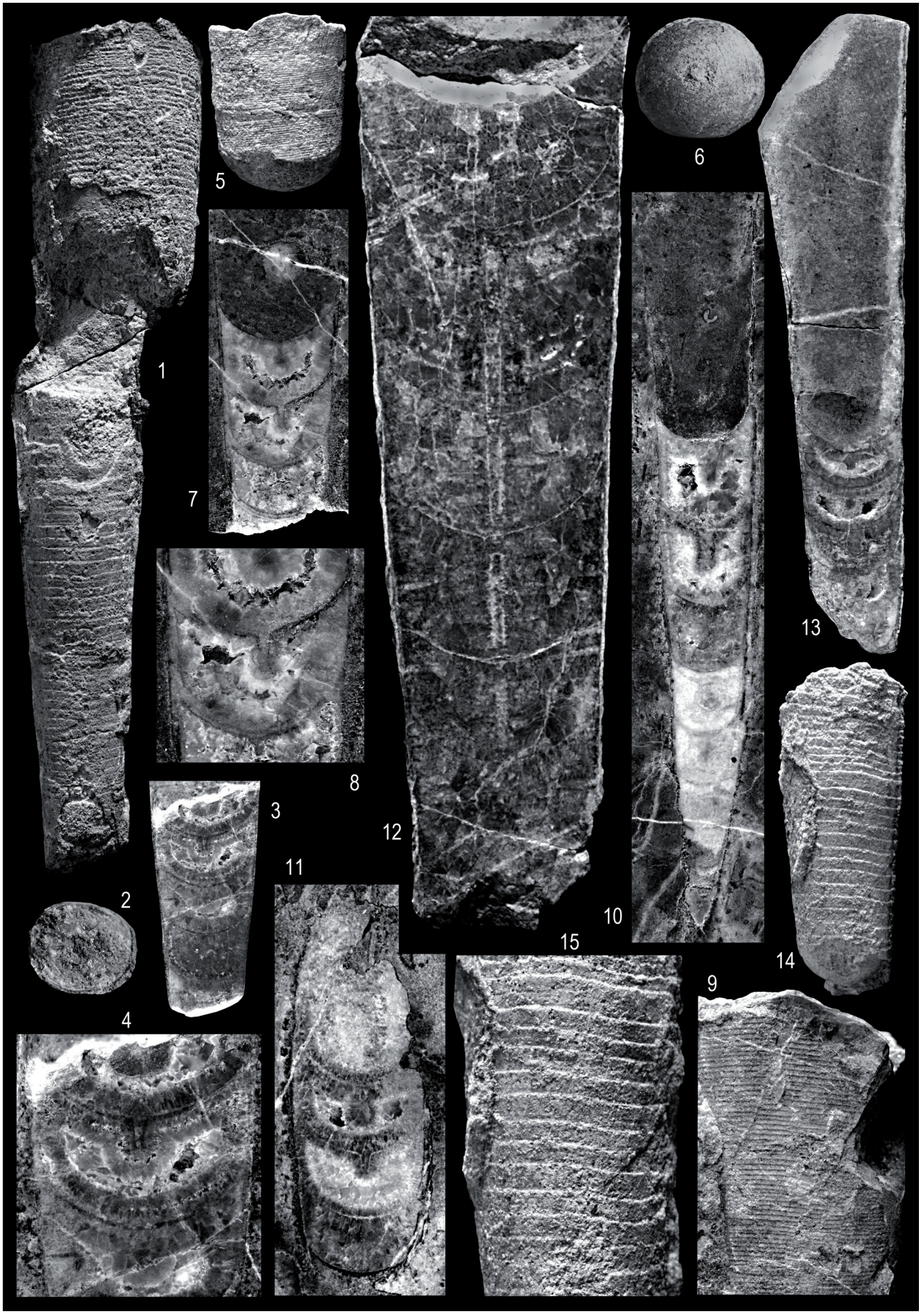

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Plate 3

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Kionoceras* cf. *bronni* (Barrande, 1868)**

Fig. 1: UMJGP 220156. Longitudinal overview of conch showing fine longitudinal ornament, x 2.

***Kionoceras doricum* (Barrande, 1868)**

Fig. 2: UMJGP 220157. Longitudinal overview conch showing fine longitudinal ornament, x 2.
Fig. 3: UMJGP 220157. Transverse view showing circular cross section and subcentral siphuncle, x 2.
Fig. 4: UMJGP 220157. Longitudinal overview conch showing cameral chambers, x 2.

***Kionoceras* cf. *neptunicum* (Barrande, 1868)**

Fig. 5: UMJGP 220158. Longitudinal overview of conch showing fine longitudinal ornament, x 2.5.
Fig. 6: UMJGP 220158. Transverse view showing circular cross section and subcentral siphuncle, x 2.5.

***Parakionoceras originale* (Barrande, 1868)**

Fig. 7: UMJGP 220160. Longitudinal overview of conch showing longitudinal ornament, x 1.8.
Fig. 8: UMJGP 220159. Detail of longitudinal ornament showing grooves and ridges, x 4.
Fig. 9: UMJGP 220161. Transverse view of circular cross section and subcentral siphuncle, x 1.8.
Fig. 10: UMJGP 211328. Longitudinal overview conch showing cameral chambers, x 1.8.

***Parakionoceras* cf. *striatopunctatum* (Münster, 1840)**

Fig. 11: UMJGP 220163. Longitudinal overview of conch showing longitudinal ornament, x 1.8.
Fig. 12: UMJGP 211329. Detail of longitudinal ornament showing grooves and punctuated ridges, x 4.
Fig. 13: UMJGP 220162. Longitudinal section showing narrow cylindrical siphuncle and septal necks, c. x 3.

All photos by Fritz Messner, Graz.

9
10
2
11
7
3
4
6
5
13
8
12
1

Plate 4

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Metaspyroceras venustulum* (Barrande, 1868)**

Fig. 1: UMJGP 220096. Longitudinal overview showing oblique annulations, x 2.5.
Fig. 2: UMJGP 220111. Longitudinal overview showing oblique annulations, x 2.5.
Fig. 3: UMJGP 220111. Detail of ornament showing fine longitudinal striations, x 10.

***Metaspyroceras* sp.**

Fig. 4: UMJGP 220097. Longitudinal overview showing oblique annulations, x 2.
Fig. 5: UMJGP 220097. Fine detail of ornament, x 10.

***Calorthoceras* cf. *pseudocalamiteum* (Barrande in Quenstedt, 1851)**

Fig. 6: UMJGP 220114a. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 7: UMJGP 220114a. Detail of longitudinal and transverse ornament, x 5.
Fig. 8: UMJGP 220114a. Fine detail of ornament, x 10.
Fig. 9: UMJGP 220115. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 10: UMJGP 220115. Transverse circular cross-section, x 2.5.

***Pseudocycloceras* cf. *transiens* (Barrande, 1866)**

Fig. 11: UMJGP 220130. Longitudinal overview showing banded transverse ornament, x 2.
Fig. 12: UMJGP 220130. Detail of intervening transverse finer striations, x 4.

All photos by Fritz Messner, Graz.

4
11
12
9
10
5
6
8
7
1
2
3

Plate 5

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Orthocycloceras* aff. *fluminese* (Meneghini, 1857)**

Fig. 1: UMJGP 220113. Longitudinal overview showing oblique annulations, x 2.5.
Fig. 2: UMJGP 220119. Longitudinal overview showing oblique annulations, x 2.5.

***Orthocycloceras* cf. *lynx* (Barrande, 1868)**

Fig. 3: UMJGP 220121. Longitudinal overview showing annulations, x 2.5.
Fig. 4: UMJGP 220121. Detail of ornament showing transverse striations, x 4.
Fig. 5: UMJGP 220121. Longitudinal natural section of most apical cameral chambers, x 5.
Fig. 6: UMJGP 220122. Longitudinal section showing siphuncle trace and cameral chambers, x 2.5.

***Cyrtocycloceras* aff. *urbanum* (Barrande, 1866)**

Fig. 7: UMJGP 220129. Longitudinal overview of annulated cyrtoconic conch, x 2.5.

***Kionoceratinae* gen. et sp. indet.**

Fig. 8: UMJGP 220124. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 9: UMJGP 220124. Fine detail of longitudinal ornament, x 10.
Fig. 10: UMJGP 220124. Transverse circular cross-section, x 2.5.
Fig. 11: UMJGP 220125. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 12: UMJGP 220126. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 13: UMJGP 220127. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.
Fig. 14: UMJGP 220127. Fine detail of longitudinal ornament, x 10.
Fig. 15: UMJGP 220127. Transverse circular cross-section, x 2.5.
Fig. 16: UMJGP 220128. Longitudinal overview of annulated conch, x 2.5.

All photos by Fritz Messner, Graz.

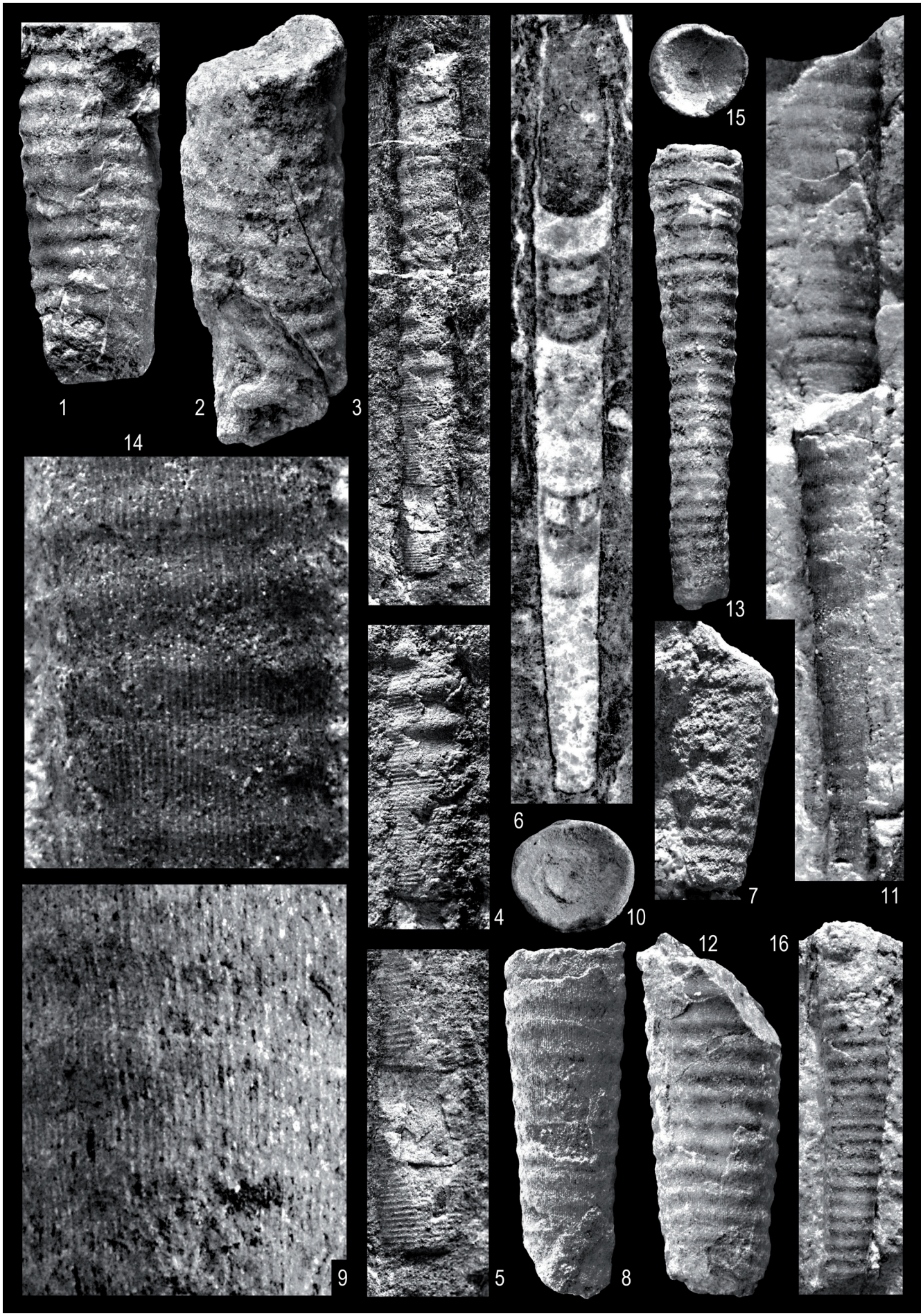

1
2
3
14
15
13
6
7
11
4
10
12
16
9
5
8

Plate 6

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Geisonoceras* cf. *rivale* (Barrande, 1866)**

Fig. 1: UMJGP 220132. Longitudinal conch overview showing transverse ornament, x 1.5.
Fig. 2: UMJGP 220133. Longitudinal conch overview showing transverse ornament, x 1.3.
Fig. 3: UMJGP 220133. Transverse view of central siphuncle, x 1.3.
Fig. 4: UMJGP 220133. Detail of transverse banded ornament, x 3.

***Geisonoceras* sp.**

Fig. 5: UMJGP 220135. Longitudinal overview of conch showing ornament, 1:1.

***Arionoceras* cf. *affine* (Meneghini, 1857)**

Fig. 6: UMJGP 220136. Longitudinal overview of conch, 1:1.
Fig. 7: UMJGP 220136. Detail of fine transverse striations on apical part of conch, x 3.
Fig. 8: UMJGP 220137. Longitudinal overview showing deeply concave septa, 1:1.
Fig. 9: UMJGP 220138. Polished section showing cameral chambers, x 1.5.

***Arionoceras* cf. *capillosum* (Barrande, 1868)**

Fig. 10: UMJGP 220139. Longitudinal overview showing transverse ornament, x 2.
Fig. 11: UMJGP 220139. Transverse view of circular cross section of conch, x 1.5.

***Arionoceras* cf. *submoniliforme* (Meneghini, 1857)**

Fig. 12: UMJGP 220141. Longitudinal overview showing smooth conch, x 1.5.
Fig. 13: UMJGP 220142. Longitudinal overview showing deeply concave septa, x 1.5.
Fig. 14: UMJGP 220143. Polished section showing cameral chambers, x 1.5.

***Murchisoniceras* sp.**

Fig. 15: UMJGP 220131. Longitudinal overview showing sigmoidal ornament towards the aperture, x 2.
Fig. 16: UMJGP 220131. Detail of sigmoidal striations, x 4.

All photos by Fritz Messner, Graz.

5
1
9
10
11
8
12
13
3
14
16
2
6
7
4
15

Plate 7

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

Columenoceras agassizi (Barrande, 1866)

Fig. 1: UMJGP 220098. Longitudinal overview showing annulations and transverse ornament, x 2.
Fig. 2: UMJGP 220098. Longitudinal overview of long cameral chambers, x 2.
Fig. 3: UMJGP 220098. Detail of transverse striations, x 4.
Fig. 4: UMJGP 220098. Transverse view of subcentral siphuncle, x 2.
Fig. 5: UMJGP 220102. Longitudinal section showing cylindrical form of siphuncle and camera, x 2.

Columenoceras grande (Meneghini, 1857)

Fig. 6: UMJGP 220101. Longitudinal overview of sutures with shallow lobe, x 0.5.
Fig. 7: UMJGP 220101. Longitudinal overview showing columnar form and cameral chambers, x 0.5.

Columenoceras subannulare (Münster, 1840)

Fig. 8: UMJGP 211334. Longitudinal overview showing slightly oblique broad annulations and transverse ornament, x 2.
Fig. 9: UMJGP 211334. Detail of fine transverse striations, x 4.

Columenoceras sp.

Fig. 10: UMJGP 220100. Longitudinal overview showing oblique annulations and transverse ornament, x 2.
Fig. 11: UMJGP 220100. Detail of fine transverse striations, x 4.

Temperoceras ludense (Sowerby in Murchison, 1839)

Fig. 12: UMJGP 220106. Lateral view of short cameral chambers, 1:1.
Fig. 13: UMJGP 220106. Transverse view of circular cross-section and subcentral siphuncle, 1:1.

Temperoceras migrans (Barrande, 1866)

Fig. 14: UMJGP 220103. Longitudinal overview of elongate smooth conch, 1:1.

Temperoceras sp.

Fig. 15: UMJGP 220110. Longitudinal overview elongate conch, 1:1.

All photos by Fritz Messner, Graz.

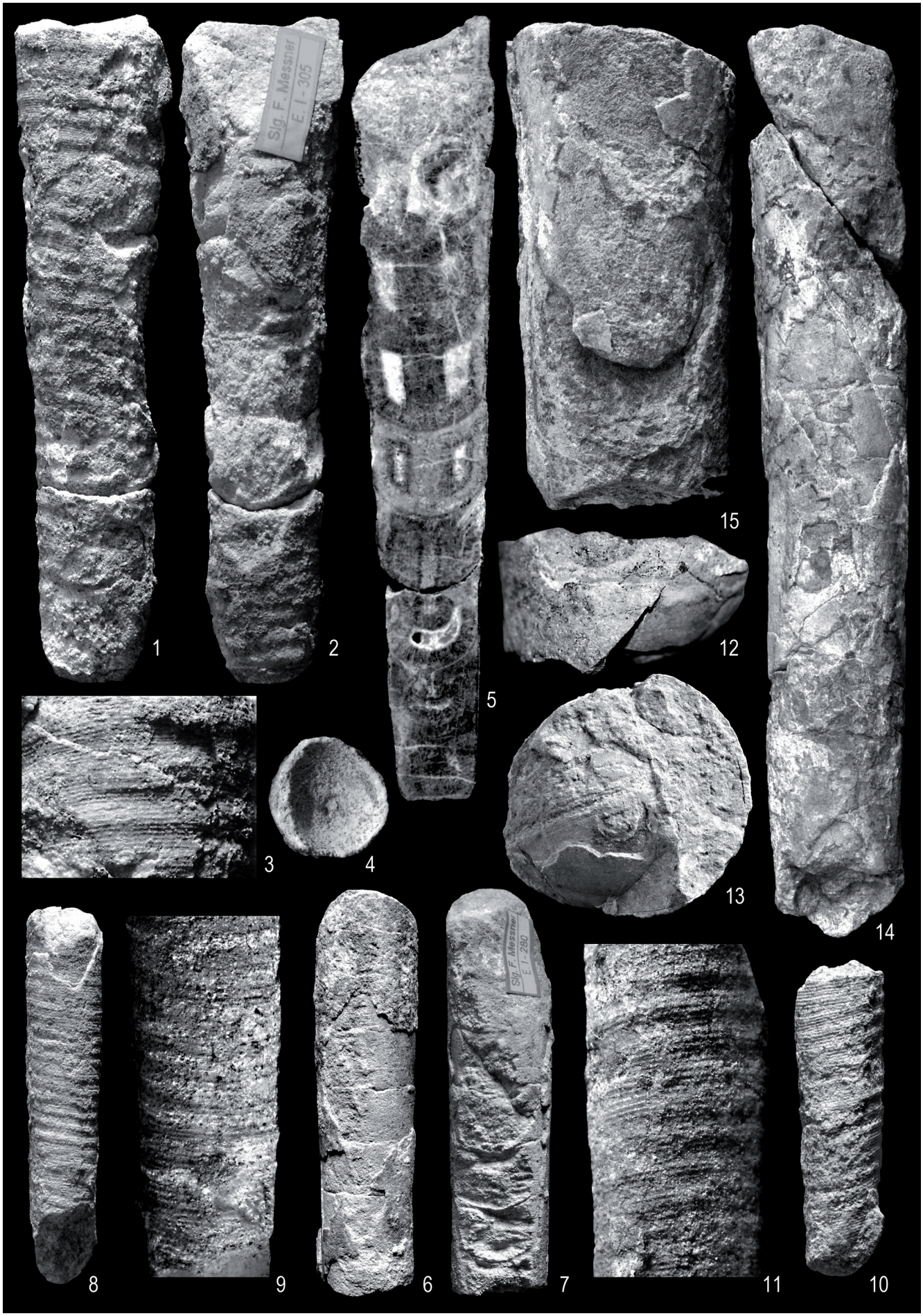

Slg. F. Messner
E. I - 305
Slg. F. Messner
E. I - 280
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Plate 8

All figures x 2

Locality: Eggenfeld Section, NW of Graz (Styria, Austria).
Horizon: Level K1, Eggenfeld Member, Kötschberg Formation, Graz Palaeozoic.
Stratigraphic age: *Polygnathoides siluricus* conodont biozone, Ludfordian, upper Silurian.

***Cardiola* cf. *alata* Barrande, 1881**

Fig. 1: UMJGP 220146. Internal mould, left valve (?), dorso-lateral view.
Fig. 2: UMJGP 220146. Digital negative inversion of the same photo.

***Cardiola* cf. *conformis* Barrande, 1881**

Fig. 3: UMJGP 220147. Left valve, lateral view.
Fig. 4: UMJGP 220147. Left valve, postero-lateral view.
Fig. 5: UMJGP 220147. Left valve, dorso-lateral view.
Fig. 6: UMJGP 220148. Right valve, lateral view.
Fig. 7: UMJGP 220148. Right valve, antero-lateral view.
Fig. 8: UMJGP 220148. Right valve, antero-lateral view, more oblique.
Fig. 9: UMJGP 220148. Right valve, dorso-lateral view.

***Cardiola* sp.**

Fig. 10: UMJGP 220149. Mould inside a calyx of a rugose coral.
Fig. 11: UMJGP 220149. Digital negative inversion of the same photo.

***Cardiolinka* cf. *bohemica* (Barrande, 1881)**

Fig. 12: UMJGP 220150. Right valve, lateral view.
Fig. 13: UMJGP 220150. Right valve, antero-lateral view.
Fig. 14: UMJGP 220150. Right valve, postero-lateral view.
Fig. 15: UMJGP 220150. Right valve, dorso-lateral view.
Fig. 16: UMJGP 220151. Left valve, lateral view.
Fig. 17: UMJGP 220151. Left valve, antero-lateral view.

***Dualina*? sp. 1**

Fig. 18: UMJGP 220152. Part of a right (?) valve, lateral view.
Fig. 19: UMJGP 220152. Part of a right (?) valve, oblique dorsal view.

***Dualina*? sp. 2**

Fig. 20: UMJGP 220153. Dorsal part of a right valve, lateral view.
Fig. 21: UMJGP 220153. Dorsal part of a right valve, dorso-lateral view.

***Dualina*? sp. 3**

Fig. 22: UMJGP 220154. Left (?) valve, lateral view.
Fig. 23: UMJGP 220154. Left (?) valve, dorso-lateral view.

***Dualina*? sp. 4**

Fig. 24: UMJGP 220155. Left valve, lateral view.
Fig. 25: UMJGP 220155. Left valve, dorso-lateral view.

All photos by Fritz Messner, Graz.

10
1
2
11
3
15
5
9
6
17
12
4
14
13
7
16
8
18
22
19
20
21
25
1 cm
23
24

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 177–205 | Wien, Dezember 2020

Paläofaunistische Untersuchungen aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium) von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 6: Crinoidea Miller, 1821

Gunnar Schraut*

3 Abbildungen, 1 Tabelle, 5 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
199 Hermagor / NL 33-04-11 Spittal an der Drau
200 Arnoldstein

Unterkarbon
Serpukhovium
Nötsch im Gailtal
Crinoidea
Crinoidenstielglieder

Inhalt

Zusammenfassung . . . 177
Abstract . . . 178
Einführung . . . 178
  Einleitung . . . 178
  Stratigrafie der Schichten von Nötsch . . . 179
  Erforschungsgeschichte der Crinoiden von Nötsch . . . 179
Systematischer Teil . . . 180
  Einführung . . . 180
  Bemerkungen . . . 180
  Funktionen und Terminologie des Stiels bzw. der Stielglieder . . . 181
Stamm Echinodermata Bruguière, 1791 . . . 182
  Genus *Allagecrinus* Carpenter & Etheridge, 1881 . . . 182
  Genus *Campbellicrinus* Jell & Willink, 1993 . . . 182
  Genus *Cyclocaudex* Moore & Jeffords, 1968 . . . 183
  Genus *Cyclocaudiculus* Moore & Jeffords, 1968 . . . 184
  Genus *Cyclocrista* Moore & Jeffords, 1968 . . . 185
  Genus *Floricyclus* Moore & Jeffords, 1968 . . . 185
  Genus *Goniocion* Moore & Jeffords, 1968 . . . 187
  Genus *Graphosterigma* Moore & Jeffords, 1968 . . . 187
  Genus *Heterostelechus* Miller, 1968 in Moore & Jeffords, 1968 . . . 188
  Genus *Leptocarphium* Moore & Jeffords, 1968 . . . 189
  Genus *Platycrinites* Miller, 1821 . . . 190
  Genus *Rhabdocrinus* Wright, 1944 . . . 190
Kennzeichen der vorliegenden Crinoidenfauna . . . 191
Dank . . . 192
Literatur . . . 192
Tafeln . . . 196

Zusammenfassung

Aus der unteren Nötsch-Formation (oberes Unterkarbon, oberes Mississippium, Serpukhovium, entspricht etwa dem Namurium A) von Nötsch (Gailtal, Kärnten) werden an Hand von Stielgliedern 15 verschiedene Crinoidentaxa bekannt gemacht. Es handelt sich um Stielglieder von *Allagecrinus austinii* Carpenter & Etheridge, 1881, *Campbellicrinus*? sp., *Cyclocaudex* cf. *insaturatus* Moore & Jeffords, 1968, *Cyclocaudex* cf. *typicus* Moore & Jeffords, 1968, *Cyclocaudiculus* cf. *regularis* Moore & Jeffords, 1968, *Cyclocrista* cf. *cheneyi* Moore & Jeffords, 1968, *Cyclocrista* cf. *lineolata* Moore & Jeffords, 1968, *Floricyclus hebes* Moore & Jeffords, 1968, *Floricyclus* cf. *hebes* Moore & Jeffords, 1968, *Goniocion* cf. *gonimus* Moore & Jeffords, 1968, *Graphosterigma grammodes* Moore & Jeffords, 1968, *Heterostelechus* cf. *jeffordsi* Miller, 1968 in Moore & Jeffords, 1968, *Leptocarphium* cf. *gracile* Moore & Jeffords, 1968, *Platycrinites*? sp. sensu Haude & Thomas, 1992 und *Rhabdocrinus* cf. *crassus* (Miller, 1821), die hier beschrieben, abgebildet und mit verwandten Formen verglichen werden. Weiterhin wird auf die Zusammensetzung der Crinoidenfauna bezüglich ihrer Häufigkeit, Diversität und weiterer ökologischer und paläogeografischer Daten eingegangen.

* Gunnar Schraut: Paul-Schneider-Gymnasium, Präses-Held-Straße 1 sowie Herzog-Wolfgang-Straße 9c, beides in 55590 Meisenheim am Glan, Rheinland-Pfalz, Deutschland. g.schraut@t-online.de

Palaeofaunistic investigations on the upper part of the Lower Carboniferous (uppermost part of the Mississippian, Serpukhovian) of Nötsch (Carinthia, Austria). Part 6: Crinoidea MILLER, 1821

Abstract

From the lower Nötsch Formation (upper part of the Lower Carboniferous, upper part of Mississippian, Serpukhovian, corresponds roughly to Namurian A) of Nötsch (Gailtal, Carinthia) 15 taxa of crinoid columns are presented. They belong to *Allagecrinus austinii* CARPENTER & ETHERIDGE, 1881, *Campbellicrinus*? sp., *Cyclocaudex* cf. *insaturatus* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Cyclocaudex* cf. *typicus* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Cyclocaudiculus* cf. *regularis* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Cyclocrista* cf. *cheneyi* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Cyclocrista* cf. *lineolata* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Floricyclus* cf. *hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Goniocion* cf. *gonimus* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Heterostelechus* cf. *jeffordsi* MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968, *Leptocarphium* cf. *gracile* MOORE & JEFFORDS, 1968, *Platycrinites*? sp. sensu HAUDE & THOMAS, 1992 and *Rhabdocrinus* cf. *crassus* (MILLER, 1821), which are described, figured and compared. The composition of the crinoid fauna is discussed concerning its diversity, abundance, and other data of ecology and palaeogeography.

Einführung

Einleitung

Seit Mitte des Jahres 1984 hat der Autor fast jährlich Fossilaufsammlungen aus der unteren Nötsch-Formation (Serpukhovium, oberes Mississippium, oberes Unterkarbon) vom Fundpunkt Schönlaub 1, einem Wegaufschluss von etwa 30 m Länge an der Straßenkehre nordwestlich der Fischerhube in 1.100 m Höhe, ca. 750 m südöstlich des Badstuben (1.369 m) bei Oberhöher, nördlich von Nötsch im Gailtal, durchgeführt (Abb. 1; SCHRAUT, 1996a: 15 und Abb. 2). Sie dienten zuerst der geologisch-paläontologischen Qualifizierung (Diplom-/Doktorarbeit), später der faunistischen Ergänzung. Dabei wurden bisher die folgenden Tiergruppen bearbeitet und publiziert: Die Arthropoden mit den Trilobiten, Ostracoden und Phyllocariden, von den Mollusken ein Teil der Cephalopoden (Nautiliden und Ammonoideen), von den Tentakulata ein Teil der Bryozoen und die inartikulaten Brachiopoden (Lingulata), von den Annelida die Polychaeta, von den Echinodermata die Echiniden und Ophiocistioiden sowie Chordata mit fischartigen Vertebraten ungenauer Zuordnung (vgl. SCHRAUT, 1992, 1993a, b, 1995, 1996a, c, 1999b, 2001, 2018, 2019).

In diesem 6. Teil der „paläofaunistischen Untersuchungen“ werden erstmals Crinoiden anhand ihrer partiellen Stiele bzw. Stielglieder taxonomisch bearbeitet. Sie stellen quan-

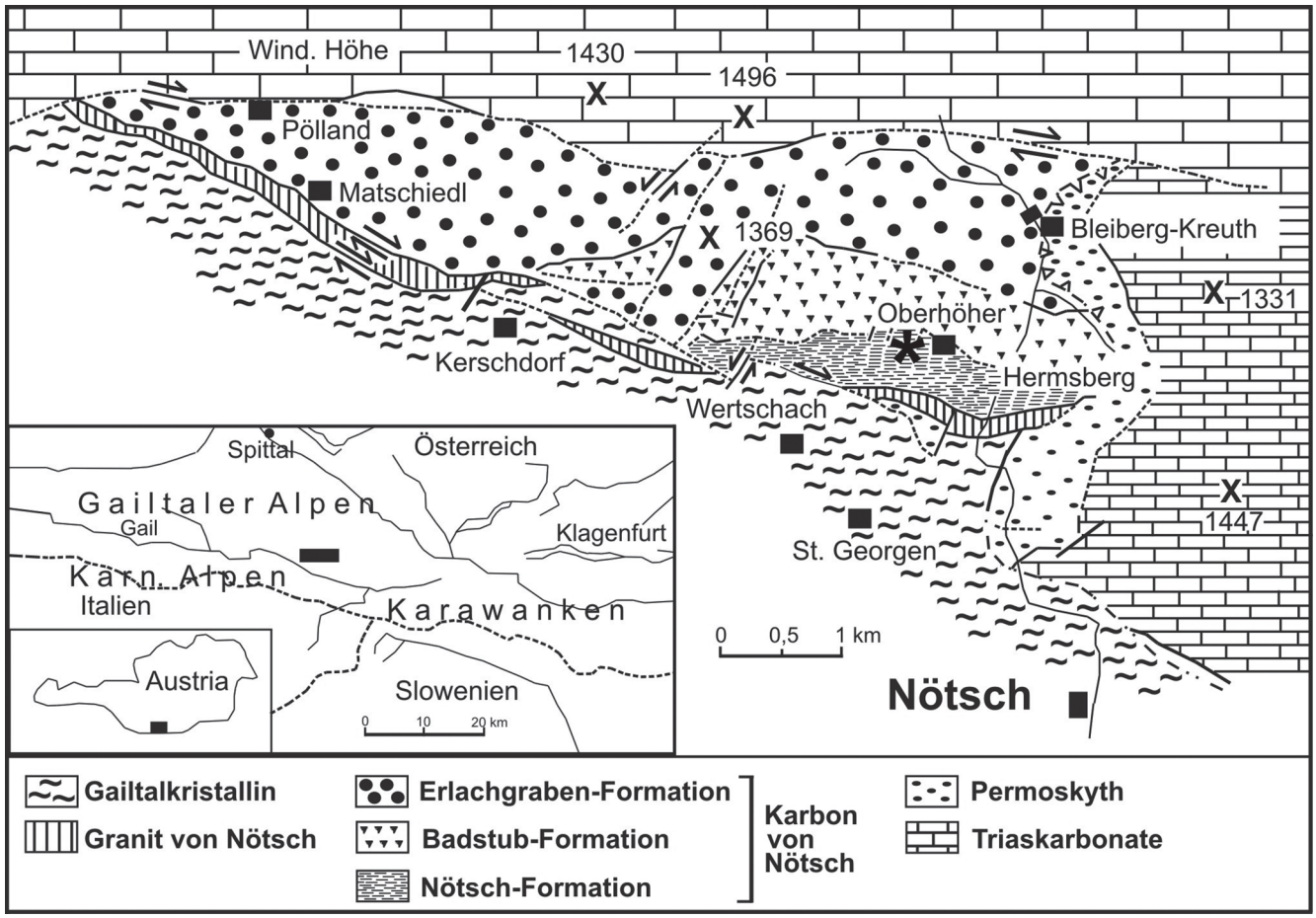


Abb. 1.
Geografisch-geologische Lage des Fundortes Schönlaub 1 bei Oberhöher, nördlich von Nötsch im Gailtal (Kärnten). Entnommen und leicht verändert aus KRAINER (1992: Fig. 1). * = ungefähre Lage des Fundpunktes Schönlaub 1.

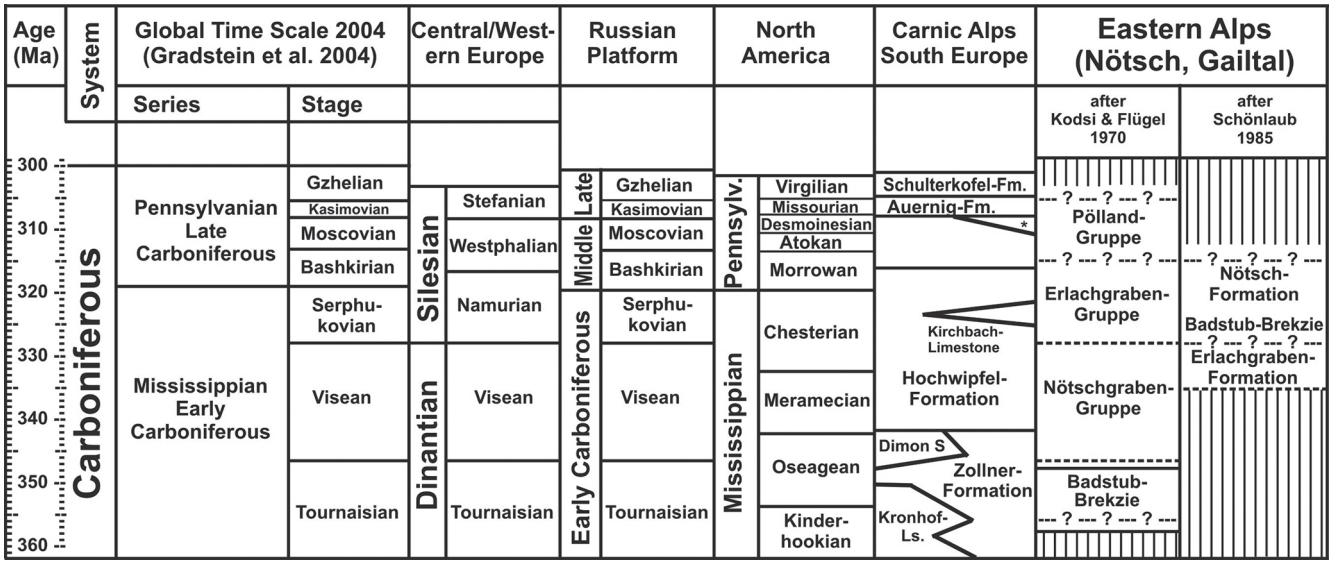


Abb. 2.
Stratigrafische Abfolge „Global“ sowie verschiedener Regionen in Europa und Nordamerika im Vergleich zur altersmäßigen Einstufung der Schichten von Nötsch. Verändert, vereinfacht und ergänzt nach SCHRAUT (1996a: Tab. 1).

titativ und nach der Durchsicht des eigens gesammelten Materials auch einen nicht unerheblichen qualitativen Anteil der in Nötsch vorliegenden Fauna dar.

Bearbeitet werden zurzeit weiterhin Zahnfunde von Selachiern (I. FEICHTINGER, Wien) und die Bivalvenfauna (M. AMLER, Köln), über weitere Tiergruppen sind Veröffentlichungen geplant. Das meist vom Autor gesammelte Material wird nach der Bearbeitung entweder an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) in Wien oder im Landesmuseum Kärnten (LMK) in Klagenfurt (beide Österreich) hinterlegt werden.

Stratigrafie der Schichten von Nötsch

Die stratigrafische Stellung sowie die Gliederung der Schichten von Nötsch blieb lange Zeit ungeklärt und hat sich im Laufe der vergangenen Jahrzehnte deutlich verändert (Abb. 2). Nachdem längere Zeit die marinen Anteile auf Grund ihrer Fauna (Brachiopoden, Ammonoideen, Trilobiten, Ophiocistioiden) dem Viséum zugeordnet wurden, zeigen die neueren Untersuchungen an Hand von Conodonten-, Foraminiferen- und Pflanzenfunden ein jüngeres Alter, das des Serpukhoviums, an, das etwa mit dem Namurium A der belgischen Gliederung korreliert (Abb. 3; KRAINER & VACHARD, 2002: Fig. 3 sowie AMEROM & KABON, 1999: Text-Fig. 3). Für die bearbeiteten Fossilien am Fundpunkt Schönlaub 1 kann auf Grund der Nähe zur Badstub-Brekzie der ältere Anteil der Nötsch-Formation angenommen werden (KRAINER & VACHARD, 2002: 2).

Erforschungsgeschichte der Crinoiden von Nötsch

Das Vorhandensein von Crinoiden („*Encrinites*-Reste“, „Entrochiten“) wird erstmals von VON BUCH (1824: 428) erwähnt, später auch von SEDGWICK & MURCHISON (1831: 307, „Encrinital stems“) genannt. SUESS (1868: 253) ordnet erstmalig Nötscher Crinoidenfunde einer Gattung zu (*Poteriocrinus*). Neben der ihm fraglichen Zuordnung zu *Poteriocrinus* stellt DE KONINCK (1873: 10) eine weitere Form zur Gattung *Actinocrinus*, ohne beide genauer zu beschreiben. Die von ihm abgebildeten Exemplare werden nur als „Fragments de tiges de Crinoídes“ benannt (vgl. DE KONINCK, 1873: Pl. 1, Figs. 6–10). Hinterlegt sind diese Stücke in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien (Inventarnummern: GBA 1873/008/0003/01–06; vgl. SIEBER, 1978: A 227).

Von verschiedenen Lokalitäten von Nötsch wird das Auftreten von Crinoiden oder von Echinodermen (gemeint sind hier wohl immer Crinoiden) genannt [siehe ANDERLE (1965: A 15), KODSI & FLÜGEL (1970: 10–11), KRAINER (1992: 110) vom Fundpunkt Güterweg Hermsberg; KODSI &

Western Europe (Belgium, England)				Donez Basin (Ukraine)				Austria
				Stages	Limestone Member	*Assemblage Zones	Foraminifer Zones	Formations (after Krainer & Vachard 2002)
Namurian A	Alportian	H2	19 = Cf 8 (pars)	Voznesensky (= Bogdanovsky)	D_7^7	Sg	Cf 17	upper Nötsch-Formation
	Chokierian	H1			D_5^{10}			
	Arnsbergian	E2	18 = Cf 7 (pars)	Zapaltyubinsky	D_5^9	Sf	Cf 16	*lower Nötsch-/upper Erlachgraben-Formation
					D5			
					D3	Se		
	Pendleian	E1	17 = Cf 7 (pars)	Protvinsky	B2	Sd	Cf 15	lower Erlachgraben-Formation
					C5	Sc		
				Steshevsky	C4	Sb	Cf 14	
				Tarussky	C1 = B12	Sa		
Warnantian (pars)	Brigantian	V3c	16s = Cf 6δ (pars)	Venevsky	B5	$C_1^v g$	Cf 13	Kirchbach Limestone
					B1		Cf 12	
	Asbian	V3b c	16i = Cf 6γ (pars)	Mikhailovskiy		$C_1^v 2f$	Cf 11	

Abb. 3.
Übersicht der stratigrafischen Abfolge und Einstufung der Formationen aus dem jüngeren Unterkarbon von Nötsch im Gailtal. Entnommen, leicht verändert und ergänzt nach KRAINER & VACHARD (2002: Fig. 3). * = stratigrafische Lage des vorliegenden Fundpunktes Schönlaub 1.

Flügel (1970: 10–11) vom Fundpunkt Thorgraben; Tessensohn (1972: 145), Schönlaub (1982: 24) am Fundpunkt Lerchbachgraben bzw. in den „Unteren Schiefern“ im Profil Lerchbach; Frech (1894: 5), Heritsch (1943: 438), Schönlaub (1985: 682), Krainer (1992: 116–118) bei „Oberhöher“ bzw. in der „Umgebung der Fischerhube“ bzw. in „Aufschlüssen NW Oberhöher“; Gross (1984: 96) an einer „neuen Fundstelle“ von Schönlaub = Fp. Schönlaub 1 (siehe auch bei Schraut, 1990: 8, 9; 1992: 494; 1993a: 274; 1993b: 20; 1995: 123; 1996a: 15; 1996b: Tab. 2; 1996c: 239; 1998: V313; 1999a: Text-Figs. 2, 3, 5, 6) an den Fundpunkten Schönlaub 1 und Kodsi 1 am Oberhöher).

Andere Autoren führen sie in den verschiedenen Schichten von Nötsch auf [siehe bei Kodsi (1967: 93, Tab. 14), Flügel & Kodsi (1971: 9) in der Nötschgraben-Folge bzw. -Gruppe; Schönlaub (1973: 361–362; 1985: 681) in den Zwischenschiefern der Badstub-Brekzie; Flügel & Schönlaub (1990: 17–18) in den „exotischen Kalkgeröllen“ der Badstub-Brekzie; Krainer (1989: 80) im Faziesbereich b (= Badstub-Brekzie) und im Faziesbereich c (= Tonschiefer oberhalb der Badstub-Brekzie); Schönlaub (1985: 678) in der Erlachgraben-Formation].

Weitere Autoren nennen das Vorkommen dieser Tiergruppe nur ganz allgemein [Pia (1924: 543), „*…bekannten Fundpunkte u.a. mit Crinoiden liegen weiter südlicher (von den südlicheren Quellbächen) des Erlachgraben*“; Rößler & Brauckmann (2000: 228), „*…im marinen Anteil …*“; Krainer & Mogessie (1991: 77), „*…in den Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern…*“; Amerom & Schönlaub (1992: 195), Schönlaub (1992: 404), Yochelson & Schönlaub (1993: 277), nur „Erwähnung“].

Resümieren lässt sich, dass das Vorkommen von Crinoiden von den meisten Autoren zwar genannt, aber bisher noch in keiner einzigen Publikation diese in irgendeiner Form beschrieben oder/und artlich zugeordnet (vgl. auch die entsprechenden Zusammenstellungen der Literatur bei Schraut, 1999a: Text-Figs. 5, 6) und nur in einer einzigen Arbeit (de Koninck, 1873: Pl. 1, Figs. 6–10) und hier ohne Gattungs- und Artzuweisung abgebildet wurde.

Eine Erklärung dafür liefert das bisher ausschließliche Auffinden von Stielgliedern, das heißt das Fehlen von vollständigen oder auch nur einigermaßen vollständigen Kelchen. Die hier angetroffene Anzahl von 15 verschiedenen Stielgliedertypen, die zum Teil artlich zugeordnet werden konnten, zeigt eine generelle Vielfalt dieser Tiergruppe an.

Hier wird nun an Hand von zum Teil gut erhaltenen und zum Teil sehr charakteristischen Stielfragmenten bzw. Stielgliedern eine taxonomische Bearbeitung durchgeführt. Da eine generelle Zuordnung zu höheren Kategorien wie Unterklasse, Ordnung und Familie alleine an Hand von Stielgliedern nicht möglich ist, wird hier maximal auf den ermittelten Status der Gattung genauer eingegangen, besonders in den wenigen Fällen, da eine artliche Zuordnung möglich ist bzw. als sehr sicher angenommen wird. Die meisten Formen werden allerdings nur unter offener Nomenklatur belassen. Die Anordnung der einzelnen Taxa erfolgt in der vorliegenden Arbeit alphabetisch.

Systematischer Teil

Einführung

Die Klasse der Crinoidea (Crinoiden) gehört zum Stamm Echinodermata Bruguière, 1791. Sie werden nach verschiedenen Autoren in unterschiedlich vielen Unterklassen und Ordnungen bzw. Infraklassen unterschieden (vgl. Simms, 1999: 32, Tabs. 1, 2). Den etwa 600 rezenten Formen stehen etwa 6.000 fossile Arten gegenüber, welche in den verschiedenen Perioden unterschiedlich häufig waren. Ihre ältesten Vertreter stammen aus dem untersten Ordovizium, ihre gattungsmäßig größte Häufigkeit besaßen sie im Unterkarbon (mittleres Mississippium und unteres Pennsylvanium), fast ausgestorben wären sie an der Grenze Perm/Trias (vgl. Hess & Ausich, 1999: Abb. 3; Simms, 1999: Abb. 61). Während die paläozoischen und mesozoischen gestielten Formen praktisch ausschließlich in Flachwassersedimenten aufgefunden werden, sind sie seit Beginn des Känozoikums meist auf tiefere Meeresbereiche beschränkt (über mögliche Gründe hierfür siehe die Diskussion bei Donovan & Veltkamp, 2001: 728). Die heute noch ca. 80 Arten gestielter Crinoiden kommen erst ab Wassertiefen von 100 m vor (vgl. Hess, 1999a: 233–236; 1999b: 238), wo sie sich mit Hilfe ihres Stiels in die Strömung positionieren, um daraus Nahrung (Plankton) zu filtrieren.

Bemerkungen

Auf die zum Teil große Variabilität innerhalb einzelner Crinoidengattungen weisen besonders Webster et al. (2004: 15) hin. Dies gilt sowohl für die Kelchform, als auch für die Ornamentierung der Platten, der Anzahl der Arme und die Lage der taxonomisch wichtigen Analplatten. Auf die Probleme bei der systematischen Bearbeitung bzw. Zuordnung von Crinoidenstielgliedern weisen besonders Webster & Houck (1998: 1067–1068) hin, welche eine Familienzuordnung ohne Kenntnisse der zugehörigen Kelche und Kronen für problematisch halten. Auf der anderen Seite wird von Webster & Delattre (1993) nur an Hand von Teilstielen eine neue Art und Gattung aufgestellt. Trotz der Schwierigkeiten bei der systematischen Bearbeitung von Crinoidenstielen bzw. deren Stielgliedern sollte die Bearbeitung und der Versuch, diese einzelnen Gattungen und Arten zuzuordnen, nicht unversucht bleiben, denn sowohl ihre oft gute als auch zahlreiche Überlieferung machen sie zu einer interessanten faunistischen Komponente (vgl. hier zum Beispiel die stratigrafisch ausgerichteten Arbeiten von Stukalina, 1967, 1988 und Gluchowski, 1981a, 1986). Bei der Durchsicht etlicher Publikationen zum Thema fällt auf, dass oft, wo Crinoidentaxa an Hand von Kelchen oder Kronen beschrieben werden, eine detaillierte Beschreibung oder/und Dokumentation der dazugehörigen Stielglieder unterbleibt. Gerade im Zusammenhang mit den Coronen wäre es aber sehr wünschenswert, wenn gerade hierauf bei der Bearbeitung der dazugehörigen Stiele bzw. Stielglieder mehr bzw. besonderer Wert gelegt würde.

Für einen Vergleich der vorliegenden Reste wird zum einen die Crinoidenliteratur für das Karbon, hier besonders die zeitnahe, das heißt die des Viséums und des Namuriums verwendet. Hierzu zählen beispielsweise auch die wichtigen Publikationen sowie eine Monografie von

Wright (1934, 1937, 1944, 1945 sowie 1950, 1951a, b, 1952, 1954, 1955a, b, 1956, 1958, 1960 = Rambsbottom & Wright, 1960) über die unterkarbonischen Crinoiden von England und Schottland (UK) sowie die Arbeit von de Koninck & de Hon (1854) über die unterkarbonischen Crinoiden von Belgien, welche hinsichtlich der Stielmorphologie zum Vergleich herangezogen wurden. Eine Übersicht der geografischen Verbreitung unter- und oberkarbonischer Crinoidenarten aus dem Bereich von Gondwana gibt Webster (2000: 406–411, Tab. 2–3), der unterkarbonischen (Mississippium) Formen aus England und Wales Ausich & Kammer (2006).

Zum anderen wird die Crinoidenliteratur verwendet, die sich speziell mit der Bestimmung von Stielgliedern beschäftigt. Eine Übersicht der Erforschungsgeschichte wissenschaftlicher Arbeiten über Crinoidenstielglieder, angefangen von ihrer ersten Erwähnung durch Goldfuss (1839) über eine erste systematische Zusammenfassung durch Moore (1939) und weiteren wichtigen Bearbeitern sowohl für die Formen aus Nordamerika (z.B. Moore & Jeffords, 1968; Moore et al., 1968), als auch aus Russland (z.B. Stukalina, 1967, 1988), Afrika (z.B. Termier & Termier, 1949) und Europa (z.B. Le Menn, 1970, 1987) gibt Ebert (1994: 5–6).

Auf Grund der geringen Anzahl an Exemplaren und der oft nur mäßig guten Erhaltung wird auf eine biometrische Analyse, wie sie beispielsweise von Ebert (1994) durchgeführt wird, verzichtet.

Für die allgemeine Crinoidenterminologie wird gewöhnlich der von Ubaghs (1978), d.h. dem Crinoiden-Treatise von Moore & Teichert (1978) mit Modifikationen nach Webster (1974) und Webster & Lane (1987) [vgl. hierzu auch Webster et al., 2004: 16] gefolgt. Da hier nur Stielglieder vorliegen, wird hierfür allerdings eine spezifische, diesbezüglich angepasste Terminologie verwendet.

Funktionen und Terminologie des Stiels bzw. der Stielglieder

Der Stiel von Crinoiden besteht aus einer unterschiedlichen Anzahl von Stielgliedern, die durch Zwischengliederligamente miteinander verbunden sind und durch diese zusammengehalten werden. Er dient, zusammen mit der Wurzel, zur Befestigung an den Untergrund, bei Nahrungsaufnahme zur Positionierung der Fangarme in die Strömung und beinhaltet den axialen Nervenstrang sowie Kanäle des Kelchcöloms und der Blutlakunen (vgl. Ausich et al., 1999: 7 und Fig. 12). Er wird in einen proximalen, das heißt dem Kelch nahen, einen distalen, das bedeutet der Wurzel nahen und einen mittleren Teil, der dazwischen liegt, unterteilt. Diese Unterteilung muss besonders bei xenomorphen Stielen berücksichtig werden, da es hier entsprechend deutliche Unterschiede in der Stielgliedermorphologie der unterschiedlichen Stielregionen gibt. Weiterhin wird innerhalb einer Stielregion zwischen Nodalia, das heißt Stielgliedern mit Cirren bzw. deren Ansatzstellen und Internodalia, also Stielgliedern ohne Cirren, unterschieden (vgl. hierzu Ausich et al., 1999: Fig. 12). Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich aus der Tatsache, dass die Artikulationsfacetten, das heißt bei Stielgliedern in Aufsicht, die Unter- und Oberseite sowohl bei den Nodalia als auch bei den Internodalia, unterschiedlich aussehen können (vgl. hierzu Ausich et al., 1999: Fig. 10). Weiterhin wird nur in den wenigsten Publikationen sowohl eine Aufsicht auf die Artikulationsfacette als auch eine Seitenansicht des vorliegenden Stielglieds bzw. des Stielabschnitts gegeben. Hier ist die Publikation von Moore & Jeffords (1968) vorbildlich, eine entsprechende Darstellung wird hier versucht.

Für eine Bestimmung bzw. Zuordnung und Beschreibung werden hier die aus erhaltungstechnischen Gründen meist nur kurzen Stielabschnitte oder/und einzelnen Stielglieder der Übersicht halber wie folgt untersucht und beschrieben:

In Seitenansicht	In Aufsicht
– Länge des Stielabschnittes (Gesamtgröße)	– Durchmesser – Form des Stielglieds
– Stielzusammensetzung (Nodalia/Internodalia)	– Verhältnis Crenularium-Areola-Lumen
– Form der seitlichen Begrenzung (Latus)	– Strukturierung des Crenulariums – der Crenulae
– absolute Länge und Breite der Stielglieder	– Anzahl der Crenulae pro Umgang
– Verhältnis Länge/Breite, „Formzuordnung“	– Ausbildung/Strukturierung der Areola
– Oberflächenskulptur (glatt, granuliert u.a.)	– Ausbildung, Form und Weite des Lumens
– Anzahl der Cirren/ -ansätze pro Umgang	– Relief Crenularium/ Areola/Lumen

Eine entsprechende ausführliche Darstellung von Bestimmungskriterien geben Moore & Jeffords (1968: Fig. 6), Moore et al. (1968: Fig. 2), eine Übersicht der verwendeten Fachtermini und eine zusammenfassende Begriffsterminologie (Glossar) weiterer Fachbegriffe siehe bei Moore et al. (1968: 27–30) und Ebert (1994: 15).

An Hand dieser recht großen Anzahl von verschiedenen Merkmalen, die untersucht und dargestellt werden, ist es möglich, die vorliegenden Exemplare von Nötsch mit einiger Sicherheit schon bekannten Taxa zuzuordnen. Auf die Aufstellung von neuen Taxa, welche hier mit Sicherheit vorhanden sind, wird vorläufig verzichtet.

Die vorliegenden Crinoidenarten werden, wie schon erwähnt, der besseren Übersicht halber in alphabetischer Reihenfolge vorgestellt, das heißt sie werden nicht in Bezug auf ihre Zugehörigkeit zu einer Unterklasse, Ordnung und Familien präsentiert.

Stamm Echinodermata Bruguière, 1791
Unterstamm Crinozoa Matsumoto, 1929
Klasse Crinoidea Miller, 1821

Genus *Allagecrinus* Carpenter & Etheridge, 1881

Allagecrinus cf. *austinii* Carpenter & Etheridge, 1881

(Taf. 1, Figs. 1–4)

Material: Ein Stielabschnitt mit zwei Internodalia und ein einzelnes Internodalium (Exemplar Nr. 09072017-240432 und Nr. 09072017-240433, beide Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 1, Figs. 1, 4): Stielabschnitt klein, Stielhabitus wohl breit, hier nur aus zwei Internodalia bestehend, in Seitenansicht ~2 mm lang und breit, homöomorph, Latus gerade, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, insgesamt scheiben- bis geldrollenartig.

Internodalia in Seitenansicht wahrscheinlich alle etwa gleichartig gestaltet, sehr kurz (~1,0 mm) und breit (~9,5 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:9,5, Oberfläche durch drei parallel zur Breite linear angeordneten feinen Granulae skulptiert.

Internodalium in Aufsicht elliptisch, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, sehr schmaler bis fehlender Areola und weitem Lumen. Crenulae lang und gerade, mäßig fein und dicht stehend, sich distal relativ oft verzweigend, ~80–110 pro Umgang. Lumen weit, mehr als die Hälfte des Stielglieddurchmessers einnehmend, elliptisch geformt, glattrandig.

Bemerkungen: Ähnlichkeiten bestehen in Seitenansicht der Internodalia mit *Poteriocrinus gracilis* McCoy, 1844 aus dem Karbon von Irland. Sie besitzt einen nur schwach gewellten Latus, ein Verhältnis von Länge/Breite von ~1:8,0 und ist ganz ähnlich skulptiert wie die Nötscher Form. Deutliche Unterschiede bestehen allerdings in Aufsicht beim Vergleich der Artikulationsfacette. Bei der irischen Art liegt ein schmales Crenularium, eine breite Areola und ein enges Lumen vor, die Crenulae sind sehr kurz und breit, ihre Anzahl beträgt nur ~35 pro Umgang und ist folglich sehr von der Nötscher Art verschieden (vgl. hierzu Taf. 1, Figs. 1–4 mit McCoy, 1844: 178 und Pl. 25, Figs. 12–13).

Ähnlich schmale, scheibenförmige Internodalia mit einer granulierten Ornamentierung liegen bei der Proxistele von *Onychocrinus hibernicus* Wright, 1934 aus dem älteren Unterkarbon (Tournaisium, älteres Mississippium) von Hook Head, Co. Wexford, Irland vor (vgl. Wright, 1954: 174 und Pl. 46, Figs. 3, 5). Aufgrund der sehr kleinen abbildungsmäßigen Darstellung und dem Fehlen einer Beschreibung der Internodalia in Aufsicht ist ein präziser Vergleich nicht möglich.

Gute Übereinstimmungen liegen auch mit *Cyclocyclicus tieni* Dubatolova & Shao, 1959 aus dem Unterkarbon (älteres Mississippium, Tournaisium) der Region Schlesien-Krakau (Polen) vor. Leichte Unterschiede bestehen in der Größe des Lumens und der größeren Anzahl an Crenulae pro Umgang. Da hier nur Zeichnungen und keine Fotografien und Beschreibungen vorliegen, ist eine artliche Zuordnung unsicher (vgl. Gluchowski, 1981b: 51 und Pl. 4, Figs. 8a–b).

Die vorliegenden Exemplare besitzen in Seitenansicht die größten Übereinstimmungen sowohl was das Verhältnis von Länge/Breite betrifft, als auch in der Art der Ornamentierung (in mehreren Reihen quer verlaufende einfache feine Granulierung) mit der Proxistele von *Allagecrinus austinii* Carpenter & Etheride, 1881 aus dem jüngeren Unterkarbon (Lower Limestone Group, Fife Limestones, Viséum, jüngeres Mississippium) von Invertiel, Fife, Schottland (UK) [vgl. hierzu Taf. 1, Figs. 1–4 mit Wright, 1952: Pl. 39, Fig. 7]. Leichte Unterschiede bestehen, soweit erkennbar, im geraden Latus bei der österreichischen Form versus einem ganz schwach gewellten bei den schottischen Exemplaren (vgl. hierzu auch Wright, 1952: Pl. 39, Figs. 1, 5). Sie wird ihr unter offener Nomenklatur zugeordnet.

Genus *Campbellicrinus* Jell & Willink, 1993

Campbellicrinus? sp.

(Taf. 1, Figs. 5, 6)

Material: Ein Stielabschnitt mit sechs Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240434, Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 1, Figs. 5, 6): Stielabschnitt sehr klein, Stielhabitus schlank, 4,5 mm lang, aus sechs Internodalia bestehend, in Seitenansicht heteromorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Interdodalia nur schwach abgerundet, fast abschlusslos aufeinander folgend, Latus deutlich unregelmäßig, breit-gerundet bis spitz-gerundet, gewellt.

Internodalia in Seitenansicht ungleichartig gestaltet, sehr kurz (~0,5 bis 1 mm) und breit (~3 bis 4 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:6 bis ~1:8, mühlsteinartig mit unterschiedlicher Länge, Oberfläche des größten Internodaliums grob gepustelt, die übrigen glatt, einzelne Internodalia diskusartig, d.h. median mit einer morphologisch deutlich erhabenen Kante.

Internodalium in Aufsicht rund bis schwach elliptisch, Artikulationsfacette mit schmalem Crenularium, Größe und Form der Areola und des Lumens auf Grund der Erhaltung nicht ermittelbar. Crenulae gerade, breit, kurz und unverzweigt, ca. 25–30 pro Umgang.

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar ist durch eine in Seitenansicht sowohl in seiner Länge und Breite (Latus dadurch deutlich gewellt, z.T. spitz-gewellt), aber auch in ihrem Habitus („Mühlstein“- vs. „Diskusform“) deutlich verschiedenen Internodalia gekennzeichnet.

Gewisse Ähnlichkeiten gibt es mit den Stielabschnitten bzw. Internodalia von *Platycrinites ornatus* (McCoy, 1844) und *Platycrinites triacontadactylus* (McCoy, 1844), beide aus dem Karbon von Irland. Diese sind gleichfalls heteromorph, die Internodalia sind unterschiedlich lang und breit, insgesamt aber alle ± kurz und breit, reifenförmig gestaltet. Deutliche Unterschiede bestehen allerding schon in Seitenansicht bezüglich der Form der Internodalia (reifen- vs. mühlsteinbzw. diskusartig), in Aufsicht, sichtbar nur bei *Platycrinus triacontadactylus* Miller, 1821, in dem deutlich schmaleren Crenularium, dem Vorhandensein einer mäßig breiten Areola und dem deutlich engeren Lumen sowie in der Anzahl der Crenulae pro Umgang (~25–30 vs. ~40) [vgl. hierzu Taf. 1, Figs. 5, 6 mit McCoy, 1844: Pl. 25, Fig. 6).

Etwas größer sind die Übereinstimmungen mit *Campbellicrinus nodosus* Webster et al., 2009 aus dem älteren Unterperm (Saiwan-Formation, Sakmarium) aus der Region von Haushi-Huqf (Oman). Bei dieser Art gibt es ganz gute morphologische Übereinstimmungen in Seitenansicht, das Crenularium in Aufsicht ist gleichfalls schmal. Allerdings ist die Areola bei der Art aus dem Oman breit, das Lumen eng und pentalobat (vgl. hierzu Webster et al., 2009: Pl. 4, Figs. 18–19), eine artliche Übereinstimmung wird hier wohl nur vorgetäuscht. Die vorliegende Form wird aus diesen Gründen nur als ein fraglicher Vertreter unter offener Nomenklatur dieser Gattung zugeordnet.

Genus *Cyclocaudex* Moore & Jeffords, 1968

Cyclocaudex cf. *typicus* Moore & Jeffords, 1968

(Taf. 1, Figs. 7, 8)

Material: Ein Stielabschnitt mit drei Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240435, Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 1, Figs. 7, 8): Stiel klein, Stielhabitus mäßig schlank, ~4,5 mm lang, aus drei Internodalia bestehend, in Seitenansicht homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Stielglieder nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade.

Internodalia in Seitenansicht in etwa alle gleich gestaltet, kurz (~1,4 bis ~1,5 mm) und breit (~7,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:4,7 bis 5,0, breit-kasten- bis mühlsteinförmig, Oberfläche glatt.

Internodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, einer schmalen Areola und einem weiten Lumen. Crenulae gerade, fein, sehr dicht stehend, lang und unverzweigt bis distal einfach verzweigt, ~120 pro Umgang, Lumen weit, etwa die Hälfte des Stielgliedurchmessers erreichend, rund.

Bemerkungen: Der hier vorliegende Stielabschnitt stimmt in den meisten Merkmalen wie der in Seitenansicht mäßig schlanken Stielform, dem geraden Latus, im Habitus der Internodalia (breit-kasten- bis mühlsteinförmig), der fehlenden Ornamentierung sowie in Merkmalen in Aufsicht (Internodalia im Querschnitt kreisrund, Crenularium breit, Areola schmal, Lumen weit) gut mit Arten aus der Gattung *Cyclocaudex* Moore & Jeffords, 1968 überein (vgl. hierzu Moore & Jeffords, 1968: 65).

Große Übereinstimmungen liegen mit *Cyclocaudex insaturatus* Moore & Jeffords, 1968 aus dem mittleren Oberkarbon (Cabaniss-Formation, Cherokee Group, Desmoinesium, mittleres Pennsylvanium) von der Lokalität „Phu“, SE-Kansas (USA) vor. Diese Form besitzt in Aufsicht ein sehr breites Crenularium, eine sehr schmale bis fehlende Areola und ein mäßig weites Lumen. Weiterhin sind die Crenulae sehr lang, gerade, sehr dicht stehend und distal zum Teil verzweigt und kommen somit dem vorliegenden Nötscher Exemplar sehr nahe (vgl. hierzu Taf. 1, Figs. 7, 8 mit Moore & Jeffords, 1968: Pl. 17, Fig. 11b). Leichte Unterschiede bestehen bei der Artikulationsfacette in der etwas größeren Anzahl an Crenulae pro Umgang (~120 vs. ~90 bei der amerikanischen Form) und dem Verhältnis Länge/Breite (~1:4,7 bis 5,0 vs. ~1:3,4 bis 4,5).

Sowohl im Verhältnis Länge/Breite (~1:4,4), als auch in der Anzahl der Crenulae pro Umgang (~120) gibt es sehr große Übereinstimmungen mit *Cyclocaudex aptus* Moore & Jeffords, 1968 aus dem Unterkarbon (älteres Mississippium, Tournaisium bis jüngeres Mississippium, Viséum und Namurium A) von Polen. Leichte Unterschiede bestehen nur in der geringeren Weite des Lumens im Verhältnis zum Crenularium (vgl. Gluchowski, 1981b: Pl. 5, Figs. 2a–b).

Die größten Übereinstimmungen liegen mit *Cyclocaudex typicus* Moore & Jeffords, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (Belknap Limestone Member, Thrifty-Formation, Cisco Group, Virgilium, jüngeres Pennsylvanium) von Texas vor. Hier stimmen, neben den übrigen Merkmalen im Habitus, auch das Verhältnis Länge/Breite (~1:4,7 bis 5,0 vs. ~1:3,4 bis 5,2) und die Anzahl der Crenulae pro Umgang (beide ~120) sehr gut miteinander überein (vgl. hierzu Taf. 1, Figs. 7, 8 mit Moore & Jeffords, 1968: Pl. 17, Figs. 1–5, hier besonders Fig. 1b sowie 1a, 2a). Die Art kommt nach Webster (2014: 2359) im Oberkarbon (Pennsylvanium, Virgilium) von Ohio (USA) und Mexiko vor. Da die Areola und das Lumen bei dem österreichischen Exemplar nicht gut erhalten sind, wird die Form nur unter Vorbehalt dieser Art zugeordnet.

Cyclocaudex aff. *insaturatus* Moore & Jeffords, 1968

(Taf. 2, Figs. 1–6)

Material: Drei Stielabschnitte bestehend aus drei, einem und zwei Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240436, 09072017-240437 und 09072017-240438, alle Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 2, Figs. 1, 2): Stiel klein, Stielhabitus schlank, ~5,3 mm lang, aus drei Internodalia bestehend, in Seitenansicht homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Stielglieder nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade.

Internodalia in Seitenansicht etwa alle gleich gestaltet, kurz (~1,8 bis ~2,2 mm) und breit (~5,5 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:2,5 bis 3,1, breit-kastenförmig, Oberfläche fein, unregelmäßig granuliert.

Internodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, einer schmalen Areola und einem weiten Lumen. Crenulae gerade, fein, sehr dicht stehend, lang und unverzweigt bis distal einfach verzweigt, ~70–80 pro Umgang, Lumen weit, etwa die Hälfte des Stielgliedurchmessers erreichend, rund.

Bemerkungen: Die hier vorliegenden Stielabschnitte stimmen in den meisten Merkmalen wie in der in Seitenansicht meist schlanken Stielform, dem geraden Latus, im Habitus der Internodalia (schlank- bis breit-kastenförmig), der meist fehlenden Ornamentierung sowie in Merkmalen in Aufsicht (Internodalia im Querschnitt kreisrund, Crenularium meist sehr breit, Areola schmal bis fehlend) gut mit Arten aus der Gattung *Cyclocaudex* Moore & Jeffords, 1968 überein (vgl. hierzu Moore & Jeffords, 1968: 65).

Cyclocaudex sp. sensu Webster & Houck, 1998 aus dem mittleren Oberkarbon (Minturn-Formation, Atokanium, mittleres Pennsylvanium) von Eagle County, Colorado (USA) stimmt gut mit den vorliegenden Exemplaren überein (vgl. hierzu Taf. 2, Figs. 1–6 mit Webster & Houck,

1998: 1069, Fig. 3 und Figs. 5.15, 5.16). Diese besitzt ein breites Crenularium, eine schmale Areola und ein weites rundes Lumen, die Culmina sind sehr fein, „cog-shaped" und verzweigen sich gewöhnlich distal (in dieser Arbeit besonders sichtbar auf Taf. 2, Figs. 4, 6!). Leider stehen hier zum Vergleich keine Seitenansichten der amerikanischen Internodalia zur Verfügung, so dass weder zur Länge noch zur Oberflächengestaltung präzise Stellung genommen werden kann.

Gewisse Ähnlichkeiten bestehen auch mit „*Cyclocaudex*" sensu BOURROUILH & TERMIER, 1973 aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Viséum, V3b, jüngeres Mississippium) von Menorka (Balearen). In Aufsicht stimmt die Artikulationsfacette bezüglich eines sehr breiten Crenulariums, eines engen bis sehr engen runden Lumens sowie in der Ausbildung sehr feiner, gerader und sehr langer, distal verzweigter Crenulae gut mit den vorliegenden Exemplaren überein (vgl. BOURROUILH & TERMIER 1973: 28, Fig. 4). Auch von den balearischen Formen existiert weder eine Beschreibung, noch eine Abbildung in Seitenansicht.

Die größten Übereinstimmungen liegen mit *Cyclocaudex insaturatus* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem mittleren Oberkarbon (Cabaniss-Formation, Cherokee Group, Desmoinesium, mittleres Pennsylvanium) von der Lokalität „Phu", SE-Kansas (USA) vor. Diese Form besitzt in Aufsicht ein sehr breites Crenularium, eine sehr schmale bis fehlende Areola und ein mäßig weites Lumen. Weiterhin sind die Crenulae sehr lang, gerade, sehr dicht stehend und distal unverzweigt und kommen somit den vorliegenden Nötscher Exemplaren sehr nahe (vgl. hierzu Taf. 2, Figs. 1, 2, 4, 6 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 17, Fig. 11b). Einziger deutlicher Unterschied besteht im Vorhandensein einer Oberflächengranulierung bei den vorliegenden Exemplaren, die folglich nur in die Nähe dieser Art unter offener Nomenklatur gestellt werden.

Genus *Cyclocaudiculus* MOORE & JEFFORDS, 1968

Cyclocaudiculus cf. *regularis* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 2, Figs. 7, 8)

Material: Ein gut erhaltener Stielabschnitt (Exemplar Nr. 09072017-240439, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 2, Figs. 7, 8): Stielabschnitt klein, Stielhabitus sehr schlank, aus fünf Internodalia und einem Nodalium bestehend, ~6,0 mm lang, in Seitenansicht ± homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinanderfolgend, Latus gerade.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig gestaltet, nur leicht unterschiedlich lang. Internodalium sehr kurz bis kurz (~1,0 bis 1,2 mm) und breit (~2,5 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:2,1 bis 2,5, kastenförmig, Oberfläche glatt.

Nodalium in Seitenansicht kurz (~1,4 mm) und breit (~2,6 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:1,9, nur unwesentlich länger und breiter als die Internodalia, mit einem großen, die gesamte Länge des Nodaliums ausfüllenden Cirrenansatz, Oberfläche glatt.

Nodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, einer schmalen Areola und einem engen Lumen. Crenulae gerade, breit, mäßig lang und unverzweigt, etwa 28 Stück pro Umgang. Areola schmal, glatt, leicht nach proximal hin geneigt. Lumen eng, rund, etwa ein Fünftel des Stielglieddurchmessers erreichend, glattrandig.

Bemerkungen: Die vorliegenden Stielglieder kommen *Cyclocaudiculus*? *cracilis* sensu GLUCHOWSKI, 1981a aus dem mittleren Oberkarbon (Westfalium) von Polen nahe (vgl. hierzu GLUCHOWSKI, 1981a: Fig. 5; 1981b: Pl. 5, Figs. 2a–b). Unterschiede bestehen in der etwas geringeren Weite des Lumens bei den polnischen Exemplaren sowie der geringeren Dichte bzw. Anzahl der Crenulae (~20 vs. ~28 bei der Nötscher Form). Da es sich bei den Abbildungen von GLUCHOWSKI (1981a, b) nur um Schemazeichnungen handelt und zum Teil nur die Aufsicht dargestellt ist, ist ein präziser Vergleich schwierig.

Bezüglich des runden Internodalquerschnitts in Aufsicht und der Strukturierung der Artikulationsfacette bestehen große Übereinstimmungen mit *Poteriocrinus gracilis* MCCOY, 1844 aus dem Karbon von Irland. Diese besitzt gleichfalls ein schmales Crenularium, eine breite Areola und ein enges Lumen, die Crenulae sind kurz, relativ breit und gerade, ihre Anzahl beträgt ~35 pro Umgang. Deutliche Unterschiede bestehen allerdings in Seitenansicht durch ihre scheiben- (anstatt kasten)artigen Form, das heißt einem Verhältnis von Länge/Breite von ~1:8 (anstatt ~1:2,5) und in dem Vorhandensein einer feinen Oberflächengranulierung (vgl. hierzu Taf. 2, Figs. 7, 8 mit MCCOY, 1844: Pl. 25, Figs. 12–13).

Ganz ähnlich liegen die Merkmale bei *Amphoracrinus gigas* WRIGHT, 1955a aus dem älteren Unterkarbon (?Tournaisium) von Irland. Ein Teil der hier dargestellten Stielabschnitte sind homöomorph, mit einem geraden Latus, die Internodalia sind breit-kastenförmig (Verhältnis Länge/Breite ~1:2,3), der Internodalium-Querschnitt ist rund, mit schmalem Crenularium, einer breiten Areola und einem engen Lumen (vgl. hierzu WRIGHT, 1955a: Figs. 110/1b–c). Leider werden von WRIGHT (1955a) keine eigenen, detaillierteren Abbildungen oder/und Beschreibungen bezüglich der Internodalia geliefert, so dass nur der Hinweis auf diese Art bleibt.

Von der im Habitus des Stiels in Seitenansicht sehr ähnlichen *Cyclocaudex costatus* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (South Bend Shale Member, Graham-Formation, Cisco Group, Virgilium, jüngeres Pennsylvanium) von der Lokalität „Pba", Texas (USA) unterscheidet sich das vorliegende Exemplar durch die breitere und ebene Areola und besonders durch das Fehlen einer distalen Gabelung der auch weniger kräftig entwickelten Crenulae (vgl. MOORE & JEFFORDS, 1968: 66 und Pl. 17, Figs. 8a–b).

Die größte Übereinstimmung ergibt sich mit *Cyclocaudiculus regularis* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (Chaffin Kalke, Virgilium, jüngeres Pennsylvanium) von Texas (USA) [vgl. in dieser Arbeit Taf. 2, Figs. 7, 8 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 27, Figs. 12a–b]. Hier stimmen in Seitenansicht sowohl die Form des Stielabschnitts als auch der Habitus (scheiben- und kastenförmig), das Verhältnis der Internodalia im Verhältnis von Länge/Breite (1:2,1 bis 2,5 vs. 1:2,6 bis 5,0 bei der texanischen Form), das Vorhandensein einer glatten Oberfläche, zusätzlich in Aufsicht sowohl die Form (kreisrund) als auch Einzelheiten

der Artikulationsfacette wie die Breite des Crenulariums im Verhältnis zum Lumen, dem Vorhandensein einer schmalen Areola, die Größe und Form des Lumens sowie die Ausbildung und Anzahl der Crenulae sehr gut überein, so dass zumindest eine artliche Nähe zu *Cyclocaudiculus regularis* MOORE & JEFFORDS, 1968 bescheinigt werden kann. Leichte Unterschiede bestehen nur in der etwas deutlicher ausgebildeten Areola bei der amerikanischen Form, erlaubt aber meiner Meinung nach zumindest eine Zuordnung zu dieser Art unter offener Nomenklatur.

Genus *Cyclocrista* MOORE & JEFFORDS, 1968

Cyclocrista cf. *cheneyi* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 3, Figs. 1, 2)

Material: Ein Stielfragment mit zwei Nodalia und sechs Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240440, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 3, Figs. 1, 2): Stielabschnitt kurz, Stielhabitus mäßig breit, ~6,5 mm lang, in Seitenansicht mit zwei Nodalia und sechs Internodalia, auf jedes Nodalium folgen drei Internodalia, das heißt heteromorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Nodalia und Internodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus leicht zickzackartig gewellt.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig gebaut, unterschiedlich lang. Die kleinere Form ist ~0,4–0,5 mm, die größere ~0,9–1,0 mm lang, beide ~5,0 mm breit, flach-scheiben- bis scheibenförmig gestaltet, beide durch eine mittig gelegene, breit-gerundete Kante versehen, Oberfläche locker granuliert. Langes Internodalium immer von zwei kürzeren umgeben.

Nodalium mäßig lang (~1,1 mm) und mäßig breit (~5,5 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:5,0, breit-turbanförmig gestaltet. Oberfläche locker granuliert, mittig wie bei den Internodalia von einer breit-gerundeten Kante umgeben.

Nodalium in Aufsicht elliptisch, Artikulationsfacette mit schmalem Crenularium, Areola und Lumen nicht erhalten. Crenulae gerade, breit, mäßig lang und distal unverzweigt, schätzungsweise 35–40 Stück pro Umgang.

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar kommt im Habitus (Stielbreite, Latus, Abfolge der Nodalia/Internodalia) als auch in Einzelheiten wie das Vorhandensein einer bei den Nodalia als auch Internodalia mittigen, gut gerundeten Kante und der vorhandenen Oberflächengranulierung der nordamerikanischen Art *Cyclocrista cheneyi* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem Unterperm (Waldrip Shale Member, Pueblo-Formation, Wolfcampium) von der Lokalität „Qry", Texas (USA) sehr nahe. Leichte Unterschiede bestehen im Verhältnis Länge/Breite der Nodalia (~1:2,8 vs. ~1:5,0) und Internodalia, das heißt bei dem vorliegenden Exemplar sind diese etwas kürzer und breiter gestaltet (vgl. hierzu Taf. 3, Fig. 1 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 26, Figs. 7–8, hier besonders Fig. 8b). Da auch hier die Artikulationsfacette nicht vollständig erhalten ist, wird das vorliegende Stück nur unter Vorbehalt und offener Nomenklatur dieser Art zugeordnet.

Cyclocrista cf. *lineolata* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 3, Fig. 3)

Material: Ein Stielfragment mit fünf Nodalia und vier Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240441, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 3, Figs. 3): Stielabschnitt kurz, Stielhabitus relativ schlank, ~7,0 mm lang, in Seitenansicht mit fünf Nodalia und vier Internodalia, auf jedes Nodalium folgt ein Internodalium, das heißt heteromorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Nodalia und Internodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade bis schwach gewellt.

Nodalium mäßig lang (~1,6 mm) und mäßig breit (~2,4 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:1,5, Oberfläche glatt, mittig von einer schmalen, spitzen Kante umgeben, welche aus regelmäßig angeordneten, rund bis elliptisch geformten, flachen Knötchen besteht, Nodalium insgesamt ± turbanförmig gestaltet.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig, breit-kastenförmig, zum Teil sehr kurz (~0,2–0,4 mm) und breit (~ 1,8 mm), Verhältnis L/B ~1:4,3 bis 9,0), breit-kastenförmig, Oberfläche glatt.

Internodalium in Aufsicht wahrscheinlich rund bis schwach elliptisch, Artikulationsfläche nicht erkennbar.

Bemerkungen: Die vorliegenden Nodalia stimmen in Seitenansicht ganz gut mit der nur durch Nodalia bekannten Art *Orocrinus winterbergensis* SIEVERTS-DORECK, 1951 aus dem mittleren Unterkarbon (Erdbacher Kalk, *Pericyclus*-Stufe, mittleres Mississippium) vom Winterberg bei Bad Grund, Oberharz (Deutschland) überein. Leichte Unterschiede bestehen in der Größe (~7,8 mm Länge, ~14,5 mm Breite) und Form der Nodalia (Verhältnis Länge/Breite ~1:1,5 vs. ~1:2,3 bei der deutschen Art) [vgl. SIEVERTS-DORECK, 1951: 126–127 und Taf. 8, Figs. 8–10].

Deutlich größer sind die Übereinstimmungen mit der nordamerikanischen Art *Cyclocrista lineolata* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (jüngeres Pennsylvanium, Virgilium, Chaffin Kalke) von der Lokalität „Paw", Texas (USA). Sie besitzt gleichfalls einen schmalen Stiel, einen geraden Latus, breit-kastenförmige Nodalia und die typische, scharfe, die Nodalia in ihrer Breite teilende, schmale aber deutlich entwickelte Kante. Leichte Unterschiede bestehen in dem Vorhandensein einer wenn auch sehr feinen Oberflächengranulierung sowie in der Abfolge der Nodalia-Internodalia (hier nur Nodalia aufeinander folgend!) bei der nordamerikanischen Form (vgl. hierzu Taf. 3, Fig. 3 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 25, Figs. 13b, 14b). Auf Grund fehlender Vergleichsmöglichkeiten der Artikulationsfacetten wird das Nötscher Exemplar nur unter offener Nomenklatur dieser Art zugeordnet.

Genus *Floricyclus* MOORE & JEFFORDS, 1968

Floricyclus hebes MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 3, Figs. 4–6)

*1968 *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, Classification Crinoid Columns: 6, 77, Taf. 24, Fig. 5.

1973 *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS 1968. – WEBSTER, Bibliography Paleozoic crinoids: 294.

1993 *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS 1968. – WEBSTER, Bibliography Paleozoic crinoids: 159.

1989 *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS 1968. – CHERNOVA & STUKALINA, Paleozoic Floricyclidae: 119.

2014 *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS 1968. – WEBSTER, Index of Columnals: 2439.

Holotypus: Das bei MOORE & JEFFORDS (1968) auf Pl. 24, Figs. 5a–b abgebildete Exemplar UKP Pak13.

Locus typicus: Vom Fundpunkt „Pak", Texas (USA).

Stratum typicum: Mingus Shale, Strawn Group, Desmoinesium, mittleres Pennsylvanium (mittleres Oberkarbon).

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Bisher nur am locus typicus im stratum typicum, nun auch im jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium ~Namurium A) von Nötsch, Kärnten (Österreich).

Diagnose: "*Columnals relatively wide and very low, with gently convex sides; articular facet with narrow crenularium forming raised rim around depressed, smooth areola, large pentalobate lumen with rounded to somewhat truncate extremities of rays, bordered by prominent denticulate perilumen.*" (vgl. MOORE & JEFFORDS (1968: 77).

Material: Stielabschnitt mit drei Internodalia und der Abdruck eines Internodaliums (Exemplar Nr. 09072017-240446 und 09072017-240447, beide Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 3, Figs. 5, 6): Stielabschnitt klein, Stielhabitus breit, 2,5 mm lang, in Seitenansicht ± homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus demzufolge gerade.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig gestaltet, gleich breit aber leicht unterschiedlich lang.

Internodalium sehr kurz (~1,3 mm) und sehr breit (~14,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:10,7, scheibenförmig, Oberfläche fein granuliert.

Internodalium in Aufsicht oval, Artikulationsfacette mit sehr schmalem Crenularium, einer schmalen und leicht abgesenkten, möglicherweise granulierten Areola und einem weiten Lumen. Crenulae gerade, schmal, sehr kurz und unverzweigt, ~70 pro Umgang. Lumen weit, pentalobat, etwas mehr als die Hälfte des Internodaliumdurchmessers erreichend, Ränder gerundet.

Beschreibung Internodalium (Abdruck Taf. 3, Fig. 4): In Aufsicht ursprünglich wahrscheinlich rund, Artikulationsfacette wie zuvor beschrieben, aber mit einer schmalen, distal glatten und einer proximal bis an das Lumen reichenden, deutlich dentikulierten Areola (= „…, *bordered by prominent denticulate perilumen*", siehe „Diagnose" bei MOORE & JEFFORDS, 1968: 77), ~75–80 Crenulae pro Umgang, Lumen groß.

Bemerkungen: Die von MOORE & JEFFORDS (1968) errichtete Familie Floricyclidae für Formen mit pentalobatem Lumen stellt eine Sammelgruppe dar, welche Vertreter vom Ordovizium bis heute aus verschiedenen Ordnungen und Familien besitzt (vgl. hierzu die Diskussion bei WEBSTER & HOUCK, 1998: 1067–1068). Sie wird allerdings von MOORE & JEFFORDS (1968: 76) zeitlich auf das Unter- bis Oberkarbon (Mississippium bis Pennsylvanium) beschränkt und durch weitere Merkmale begründet. CHERNOVA & STUKALINA (1989: 121) versetzen die Typus-Art der Gattung, *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968 in die Gattung *Plummeranteris* (MOORE & JEFFORDS, 1968), was von WEBSTER (2014: 2439) kommentiert, aber abgelehnt wird. Die Gattung *Floricyclus* MOORE & JEFFORDS, 1968 ist bisher aus dem Unter- bis Oberkarbon (älteres Mississippium bis jüngeres Pennsylvanium) von Kentucky, Texas, Colorado, Kansas, Ohio (alle USA), aus dem älteren Oberkarbon (Bashkirium, unteres Pennsylvanium) vom Djebel Béchar (Algerien), aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeren Viséum, $Go_{\alpha-\beta}$, jüngeres Mississippium) des Heilig-Kreuz-Gebirges und der Region Schlesien-Krakau (beides Polen) und nun auch aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium, entspricht etwa dem Namurium A) von Nötsch, Kärnten (Österreich) bekannt.

Die beiden vorliegenden Exemplare lassen sich zwanglos dieser Gattung zuordnen. Sie besitzen ein schmales Crenularium, eine breite Areola und ein weites, pentalobates Lumen, die Crenulae sind sehr kurz, gerade, distal unverzweigt und relativ breit, alles typische Kennzeichen der Gattung (vgl. MOORE & JEFFORDS, 1968: 76–77).

Die Nötscher Formen stimmen in ihren Merkmalen bzw. Merkmalskombinationen auffallend gut mit *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem mittleren Oberkarbon (Mingus Shale, Strawn Group, Desmoinesium, mittleres Pennsylvanium) von Texas (USA) [nicht Kansas, siehe bei WEBSTER, 2014: 2439!) überein. Diese Übereinstimmungen beziehen sich sowohl auf den Habitus des Stielabschnittes in Seitenansicht, als auch auf die Ausbildung der Internodalia (± homöomorph, sehr kurz und breit, Verhältnis Länge/Breite von ~1:10, dem Vorhandensein einer feinen Oberflächengranulierung) sowie bei der Ausbildung und Strukturierung der Artikulationsfacette (ein schmales Crenularium mit ~70–80 kurzen und geraden, unverzweigten Crenulae pro Umgang, einer abgesenkten, glatten distalen und deutlich granulierten proximalen Areola, einem weiten, pentalobaten Lumen) und lassen eine artliche Zuordnung problemlos zu (vgl. in dieser Arbeit Taf. 3, Figs. 4–6 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 24, Figs. 5a–b).

Die Übereinstimmungen der vorliegenden Exemplare mit dieser Art sind deutlich größer als mit der gleichfalls in Nötsch vorkommenden *Floricyclus*-Art, *Floricyclus* cf. *hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968 (siehe folgende ausführliche Beschreibung und Diskussion!).

Floricyclus cf. *hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 3, Figs. 7, 8)

Material: Stielabschnitt mit drei Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240448, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 3, Figs. 7, 8): Stielabschnitt klein, Stielhabitus breit, 4 mm lang, in Seitenansicht ± homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia schwach abgerundet, fast abschlusslos aufeinander folgend, Latus dadurch schwach gewellt.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig gestaltet aber leicht unterschiedlich lang, sehr kurz (~0,7 mm bis 1,4 mm) und sehr breit (~9,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:12,9 bis ~1:6,4, mühlsteinartig, Oberfläche sehr fein und dicht granuliert.

Internodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfacette mit sehr schmalem Crenularium, einer breiten und leicht abgesenkten Areola und einem mäßig weiten Lumen. Crenulae gerade, breit, sehr kurz und unverzweigt, ~55–60 pro Umgang. Areola breit und glatt, ohne Granulierung. Lumen pentalobat, etwas weniger als ein Drittel des Stielgliedurchmessers erreichend, Ränder gerundet.

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar besitzt alle für die Gattung *Floricyclus* MOORE & JEFFORDS, 1968 typischen Merkmale und kann ihr somit zwanglos zugeordnet werden.

Die vorliegenden Internodalia kommen denen von *Plummeranteris*? sp. sensu WEBSTER et al., 2004 aus dem Oberkarbon (Hassi Kerma-Formation, Bashkirium, Pennsylvanium) vom Djebel Béchar (Algerien) sowohl in Seiten-, als auch in Aufsicht nahe (vgl. hierzu WEBSTER et al., 2004: 62 und Pl. 17, Figs. 21–24, hier besonders Figs. 23–24). Leichte Unterschiede bestehen in Seitenansicht im Fehlen einer feinen Granulierung, in Aufsicht in der relativen Weite des pentalobaten Lumens, welches bei den algerischen Exemplaren etwas weiter und deutlicher ausgebildet ist sowie dem geringfügig breiteren Crenularium. Die algerische Form ist möglicherweise ein Vertreter von *Floricyclus* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Von der aus der gleichen Formation stammenden Form *Floricyclus* cf. *F. angustimargo* MOORE & JEFFORDS, 1968 unterscheidet sich das vorliegende Exemplar durch die in Seitenansicht erkennbare Granulierung und durch die abgerundeteren Übergänge zwischen den Internodalia (vgl. in dieser Arbeit Taf. 3, Figs. 7, 8 mit WEBSTER et al., 2004: Pl. 17, Figs. 19–20). In Hinsicht auf den Habitus des Stielabschnitts in Seitenansicht, der Ausbildung der Internodalia (± homöomorph, sehr kurz und breit, Verhältnis Länge/Breite von 1:7 bis 1:10, dem Vorhandensein einer feinen Oberflächengranulierung) sowie in Aufsicht (schmales Crenularium, abgesenkte Areola, pentalobates Lumen) kommt dem österreichischen Exemplar *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem mittleren Oberkarbon (Mingus Shale, Strawn Group, Desmoinesium, mittleres Pennsylvanium) von Texas (USA) nahe. Leichte Unterschiede bestehen in der deutlich größeren Anzahl an Crenulae pro Umgang (~75 vs. ~55), der weiteren Ausbildung des pentalobaten Lumens und der proximal deutlich dentikulierten Areola (vgl. in dieser Arbeit Taf. 3, Figs. 4–6 mit Taf. 3, Figs. 7, 8 und mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 24, Figs. 5a–b).

In Bezug auf das enge pentalobate Lumen kommt ihr *Floricyclus granulosus* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (Virgilium, jüngeres Pennsylvanium) von Texas (USA) recht nahe (vgl. MOORE & JEFFORDS, 1968: 77–78). Dafür sind hier die Internodalia in Seitenansicht deutlich länger und schmaler, ihre Oberfläche nicht granuliert, ein Perilumen ist vorhanden und dentikuliert und hebt sich morphologisch deutlich von der Areola ab (vgl. MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 24, Figs. 3a–b).

Auf Grund der geringeren Größe (~9,0 mm vs. 14,0 mm im Durchmesser) im Verhältnis zu den oben beschriebenen Exemplaren von *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus Nötsch sind ontogenetisch bedingte Unterschiede nicht auszuschließen. Dies würde auch die geringere Anzahl an Crenulae (~55 pro Umgang), das engere Lumen sowie das (noch?) Fehlen der proximalen Dentikulation der Areola erklären. Da trotz etlicher Vergleiche mit anderen Arten eine exakte Zuordnung nicht möglich ist, halte ich dies für sehr wahrscheinlich und stelle dieses Exemplar vorläufig unter offener Nomenklatur in die Nähe dieser Art.

Genus *Goniocion* MOORE & JEFFORDS, 1968

Goniocion cf. *gonimus* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 4, Fig. 1)

Material: Stielabschnitt mit drei Nodalia (Exemplar Nr. 09072017-240449, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 4, Fig. 1): Stielabschnitt klein, Stielhabitus breit, 4 mm lang, aus drei Nodalia bestehend, in Seitenansicht ± homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Nodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus zickzackartig.

Nodalia in Seitenansicht ± gleichartig gestaltet, nur leicht unterschiedlich lang, kurz (~1,2 mm bis 1,5 mm) und sehr breit (~4,2 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:2,8 bis 3,5, flach-turbanartig, mittig auf halber Länge des Nodaliums mit einer geraden, scharfen Kante versehen, Oberfläche glatt, nur an den Vorder- und Hinterenden einreihig granuliert.

Nodalium in Aufsicht rund, mit breiter, glatter Krempe, Artikulationsfacette nicht erkennbar.

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar besitzt, soweit erkennbar, die meisten für *Goniocion* MOORE & JEFFORDS, 1968 typischen Merkmale wie der für die Gattung ganz typisch gezackte Latus der Nodalia und das Fehlen von Cirren (vgl. hierzu MOORE & JEFFORDS, 1968: 75) und kann ihr folglich zwanglos zugeordnet werden.

Von den beiden bei MOORE & JEFFORDS (1968) beschriebenen Arten kommt ihr *Goniocion gonimus* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem älteren Unterkarbon (Burlington Limestone, Osagium, älteres Mississippium) von der Fundstelle „Mec“, Iowa (USA) am nächsten. Sie besitzt kürzere und breitere Nodalia, das Verhältnis von Länge/Breite stimmt mit 1:3,5 (vs. ~1:2,5 bei *turgidus*) gut überein und die nordamerikanische Form scheint zumindest an manchen Stellen gleichfalls granuliert zu sein (vgl. hierzu Taf. 4, Fig. 1 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: 75 und Pl. 23, Fig. 6b, erstes Nodalium von unten). Eine Zuordnung unter offener Nomenklatur erscheint somit gerechtfertigt.

Genus *Graphosterigma* MOORE & JEFFORDS, 1968

Graphosterigma grammodes MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 4, Figs. 2–6)

*1968 *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968, Classification Crinoid Columns: 5, 62, Taf. 13, Figs. 6a–c, Taf. 14, Figs. 1–3.

1973 *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968. – WEBSTER, Bibliography Paleozoic crinoids: 295.

1981a *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968. – GLUCHOWSKI, Crinoid Poland: 93, 95, 96, Figs. 2, 5.

1981b *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968. – GLUCHOWSKI, Paleozoic Poland: 43, Taf. 5, Fig. 13.

1988 *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968. – WEBSTER, Bibliography Paleozoic crinoids: 190.

2014 *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968. – WEBSTER, Index of columnals: 2452.

Holotypus: Das bei MOORE & JEFFORDS (1968) auf Pl. 13, Fig. 6 abgebildete Exemplar UKPI Mfm 10.

Locus typicus: Vom Fundpunkt „Mfm" in Indiana (USA) [vgl. hierzu MOORE & JEFFORDS, 1968: 62].

Stratum typicum: Edwardsville-Formation („Crawfordsville beds"), Borden Group, Osagium, älteres Mississippium (älteres Unterkarbon).

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Im Unterkarbon (älteres Mississippium: Osagium) von Indiana (USA), im Unterkarbon (mittleres Mississippium, Viséum bis jüngstes Mississippium, Serpukhovium, entspricht etwa dem Namurium A) von verschiedenen Lokalitäten (Heilig-Kreuz-Gebirge, Region Schlesien-Krakau, Lubliner Kohlebecken) in Polen und nun auch aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium) von Nötsch, Kärnten (Österreich).

Diagnose: „*Stem heteromorphic, although most specimens are superficially homeomorphic, moderately robust, all columnals nearly identical in height, chiefly characterized by their slight keel at mid-height of the latera varyingly developed as a crinkly of finely tuberculate ridge; articular facet typical of family, with broad crenularium surrounding large circular lumen.*" (siehe bei MOORE & JEFFORDS, 1968: 62).

Material: Drei gut erhaltene Stielfragmente, bestehend aus 13, ca. 20 und 11 Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240450, 09072017-240451 und 09072017-240452, alle Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 4, Figs. 2, 3): Stielabschnitt klein, Stielhabitus breit, ca. 11 mm lang, aus 13 Internodalia bestehend, in Seitenansicht homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nur schwach abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade bis ganz leicht gewellt.

Internodalia in Seitenansicht gleichartig gestaltet, nur leicht unterschiedlich lang. Internodalium sehr kurz (~0,9 mm bis ~1,8 mm) und breit (~6,3 mm bis ~8,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:8,8 bis 1:3,5, Oberfläche schwach granuliert, median von einer schmalen und morphologisch nur schwach ausgeprägten Leiste umgeben.

Internodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfacette mit sehr breitem Crenularium, distal schmal, leicht erhöht, nach proximal hin leicht nach unten abgesetzt, ohne Areola und sehr engem Lumen. Crenulae gerade, lang, sehr fein, dicht stehend und distal sowohl unverzweigt als auch einfach verzweigt. Lumen sehr eng, wahrscheinlich rund (Erhaltung), weniger als 1/10 des Stielglieddurchmessers erreichend, Innenbereich schwach abgesenkt.

Bemerkungen: Das hier beschriebene Exemplar unterscheidet sich in Aufsicht von den beiden weiteren vorliegenden Exemplaren (vgl. Taf. 4, Figs. 4–6) hinsichtlich seines Lumens deutlich. Bei den übrigen Exemplaren ist dieses deutlich weiter, macht hier bis zu 50 % des Internodaliumdurchmessers aus, möglicherweise ein Erhaltungsartefakt. In Seitenansicht bestehen große Übereinstimmungen, so dass ich die Exemplare einander zuordne.

Die vorliegenden Exemplare stimmen mit *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem älteren Unterkarbon (Osagium, älteres Mississippium) von Indiana (USA) sowohl in der Morphologie des Stiels (Stiel groß, mit sehr kurzen aber breiten Internodalia) als auch in der schwach granulierten Oberfläche der Internodalia mit einer etwa mittig verlaufenden, zarten Querleiste in Seitenansicht fast völlig überein. Weiterhin gibt es große Übereinstimmungen bei den Internodalia in Aufsicht, welche beide ein gut gerundetes, mäßig weites bis weites Lumen, eine deutlich ausgebildete, aus feinen, dicht stehenden, parallel verlaufenden Crenulae bestehendes Crenularium besitzen (vgl. hierzu in dieser Arbeit Taf. 4, Figs. 2–6 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 13, Figs. 6a–b, Pl. 14, Figs. 1–3, aber auch GLUCHOWSKI, 1981b: Pl. 5, Figs. 13a–b). Leichte Unterschiede bestehen nur im Verhältnis Länge/Breite (~1:8,8 vs. ~1:6 bis 1:11,6 bei der amerikanischen Form) der Internodalia in Seitenansicht, was aber einer artlichen Zuordnung nicht im Wege steht.

Genus *Heterostelechus* MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968

Heterostelechus cf. *jeffordsi* MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 4, Figs. 7, 8)

Material: Ein mäßig gut erhaltenes Stielfragment mit zwei Nodalia und fünf Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240453, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 4, Figs. 7, 8): Stielabschnitt klein, Stielhabitus mäßig breit, ~7,5 mm lang, aus zwei Nodalia und fünf Internodalia bestehend, in Seitenansicht heteromorph, auf einem Nodalium folgt zuerst ein kurzes, schmal-kastenförmiges, dann ein fast doppelt so langes, breit-kastenförmiges, gefolgt wieder von einem schmal-kastenförmigen Internodalium, auf welchem dann das nächste Nodalium folgt. Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nur ganz schwach abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade.

Internodalia in Seitenansicht ± gleichartig gestaltet, aber unterschiedlich lang, kurze Form ~0,7 mm, lange Form ~1,3 mm lang und breit (~5,1 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:5,4 bzw. ~1:2,9, schmal- bzw. breit-kastenförmig, Oberfläche glatt.

Internodalium in Aufsicht schwach elliptisch, Artikulationsfacette mit sehr breitem Crenularium, einer sehr schmalen, vielleicht auch fehlenden Areola und einem mäßig weiten Lumen. Crenulae gerade, deutlich entwickelt, lang, terminal meist unverzweigt oder einfach verzweigt, etwa 30 Stück pro Umgang. Lumen mäßig weit, elliptisch, etwa ein Drittel des Stieldurchmessers erreichend, Innenbereich schwach abgesenkt.

Nodalium in Seitenansicht mäßig lang (~2,3 mm), breit (~5,7 mm), Latus schwach gebogen, mit zwei großen Cirrus-Ansätzen, Oberfläche glatt. Nodalium in Aufsicht schwach elliptisch, Artikulationsfacette nicht erkennbar.

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar kommt Formen aus der Gattung *Heterostelechus* MOORE & JEFFORDS, 1968 sowohl in den Stielmerkmalen (mäßig breiter Stiel, Latus gerade bis leicht gewellt), als auch in Merkmalen der Internodalia (in Seitenansicht schlank- bzw. breit-kastenförmig, Oberfläche glatt; in Aufsicht leicht elliptisch, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, einer schmalen bis fehlenden Areola und einem engen elliptischen Lumem) sowie besonders in der Anordnung der Nodalia und Internodalia zueinander sehr nahe.

Im Habitus der Anordnung Internodalia/Nodalia kommen ihr auch noch *Cyclocion distinctus* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Unterkarbon (Paint Creek-Formation, Chesterium, jüngeres Mississippium) von der Lokalität „Mey", Illinois (USA) sehr nahe. Deutliche Unterschiede bestehen in der Ausbildung des Lumens, welches bei der amerikanischen Form deutlich pentalobat und nicht, wie bei der Nötscher Form, elliptisch gestaltet ist (vgl. hierzu Taf. 4, Figs. 7, 8 mit MOORE & JEFFORDS, 1968: 78 und Pl. 25, Figs. 1–7, hier besonders Fig. 5b für die Übereinstimmungen in der Seitenansicht, Figs. 6a, 7a für die deutlichen Unterschiede in der Aufsicht).

Die größten Übereinstimmung liegen aber mit *Heterostelechus jeffordsi* MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem jüngeren Oberkarbon (Wayland Shale Member, Graham-Formation, Cisco Group, Virgilium, jüngeres Pennsylvanium) von Brown County, Texas (USA) vor (vgl. MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968: 82 und Pl. 28, Figs. 2–6, hier besonders Fig. 6 für die Seitenansicht, Figs. 4b und 7b für die Aufsicht). Leichte Unterschiede bestehen im etwas geraderen Latus in Seitenansicht und der (?erhaltungsbedingt) fehlenden breiten Areola in Aufsicht.

Genus *Leptocarphium* MOORE & JEFFORDS, 1968

Leptocarphium cf. *gracile* MOORE & JEFFORDS, 1968

(Taf. 5, Figs. 1, 2)

Material: Ein Stielabschnitt mit drei Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240456, Sammlung SCHRAUT).

Beschreibung (Taf. 5, Figs. 1, 2): Stielabschnitt sehr klein, Stielhabitus schmal, ~3 mm lang, aus drei Internodalia bestehend, in Seitenansicht heteromorph (bimorph), Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia gut abgerundet, fast abschlusslos aufeinander folgend, Latus deutlich gewellt.

Internodalia in Seitenansicht sowohl in ihrer Länge als auch Breite deutlich ungleichartig gestaltet. Dominierender Typus relativ lang (~1,6 mm) und breit (~4,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:2,5, breit reifenartig, Oberfläche deutlich aber locker granuliert. Die kleineren Typen sind beide sehr kurz (~0,3 bis ~0,5 mm) und breit (~3,0 bis ~3,5 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:10 bis ~1:7, Oberflächen glatt bis nur schwach granuliert.

Internodalium des kleineren Typus in Aufsicht rund bis schwach elliptisch, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, Areola nicht erkennbar (Erhaltung) und einem möglicherweise weiten Lumen. Crenulae gerade, grob, mäßig lang und distal unverzweigt, ~30–35 pro Umgang.

Bemerkungen: Das vorliegende Einzelexemplar ist durch seinen breit-reifenförmigen Habitus von allen vorliegenden Internodalia von Nötsch zu unterscheiden.

Gewisse Ähnlichkeiten im Habitus gibt es mit einzelnen Internodalia im Stiel von *Onychocrinus liddelensis* WRIGHT, 1954 aus dem mittleren Unterkarbon (Lower Limestone Group, jüngeres Viséum, mittleres Mississippium) von Penton Linns, Liddesdale, Roxburghshire, Schottland (UK). Diese erscheinen allerdings etwas schmaler, nicht so deutlich breit-reifenförmig gestaltet. Auf Grund einer fehlenden Beschreibung der Internodalia, einer nur sehr kleinen Tafelabbildung des Stiels sowie des Fehlens der Darstellung einer Artikulationsfacette ist ein präziser Vergleich kaum möglich (vgl. WRIGHT, 1954: 171–172 und Taf. 41, Fig. 8).

Ganz ähnliches gilt für die Stielgliederfragmente, die aus dem jüngsten Oberdevon (Etroeungt-Schiefern) von Vogelsang, Rheinland (Deutschland) von SCHMIDT 1930 zu *Woodocrinus*? sp. indet. gestellt werden. Deren dominierender Internodal-Typus ist in Seitenansicht im Vergleich länger und schmaler (Verhältnis Länge/Breite ~1:2,2 vs. ~1:2,5 bei der Nötscher Form), der Latus ist deutlicher gewellt und die Oberfläche ist glatt (vs. locker granuliert bei der Nötscher Form). Der kleinere Internodal-Typus ist sehr kurz und breit (Verhältnis Länge/Breite ~1:7 bis ~1:10 bei der Nötscher Form), aber deutlich schmaler als der dominierende Typus, das heißt er wird von diesem in Seitenansicht deutlicher überragt, als das bei dem Nötscher Exemplar der Fall ist (vgl. hierzu Taf. 5, Fig. 1 mit SCHMIDT, 1930: 60 und Abb. 11a). Nach SCHMIDT (1930: 60) besitzen die von ihm untersuchten Exemplare große Ähnlichkeit mit *Woodocrinus macrodactylus* DE KONINCK, 1854, welche aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Pendleium, Main Limestone, Serpukhovium) von Richmond, Yorkshire (UK) stammen.

Das hier vorliegende Exemplar kommt in seiner Merkmalskombination auch *Sciadiocrinus brewi* WEBSTER & LANE, 1970 aus dem Oberkarbon (Naco-Formation, Desmoinesium, Pennsylvanium) von Carrizo Creek, Arizona (USA) nahe. Unterschiede bestehen bei der dominierenden Internodaliumform in der größeren Länge im Verhältnis zur Breite sowie in der bei dem Nötscher Exemplar vorhandenen lockeren Granulierung (vgl. hierzu Taf. 5, Fig. 1 mit WEBSTER & LANE, 1970: 286–287 und Pl. 57, Fig. 7).

Die größten Übereinstimmungen bestehen jedoch mit *Leptocarphium gracile* MOORE & JEFFORDS, 1968 aus dem Unterkarbon (älteres Mississippium, Tournaisium und mittleres Mississippium, Viséum) der Region Schlesien-Krakau (Polen). Dies gilt sowohl für die Anordnung der Stielglieder (breites Internodalium, das von jeweils einem schmalen Internodalium umgeben ist) als auch in den Längen-/Breitenverhältnissen (~1:10,5 bei den kurzen, ~1:2,6 bei dem langen Internodalium) sowie im Aufbau der Articulationsfacette (schmale Krempe, schmales Crenularium, schmale Areola, enges Lumens, Crenulae breit, kurz, ~26 pro Umgang) [vgl. hierzu GLUCHOWSKI, 1981b: 46 und Pl. 5, Fig. 5, aber auch MOORE & JEFFORDS, 1968: Pl. 25, Figs. 11–12]. Ihr wird das vorliegende Exemplar unter offener Nomenklatur zugeordnet.

Genus *Platycrinites* Miller, 1821

Platycrinites? sp. 2 sensu Haude & Thomas, 1992

(Taf. 5, Figs. 3, 4)

Material: Stielabschnitt mit drei Nodalia (Exemplar Nr. 09072017-240454, Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 5, Figs. 3, 4): Stielabschnitt klein, Stielhabitus schlank, ~5 mm lang, in Seitenansicht homöomorph, aus drei Nodalia bestehend, Ober- und Unterränder der einzelnen Nodalia nicht abgerundet, abschlusslos aufeinander folgend, Latus gerade bis schwach gewellt.

Nodalia in Seitenansicht alle in etwa gleichartig gestaltet, Nodalium kurz (~2,0 mm) und schmal (~3,0 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:1,5, kastenförmig, Oberfläche glatt, mittig mit mäßig großen, rundlichen Ansätzen der Cirren versehen, ~15 Stück pro Umgang.

Nodalium in Aufsicht rund, Artikulationsfläche mit schmalem Crenularium, einer schmalen Areola und einem wahrscheinlich weiten Lumen. Crenulae gerade, grob, kurz und unverzweigt, soweit erkennbar ~35–40 pro Umgang, Lumengröße und -form nicht erkennbar.

Bemerkungen: Die vorliegenden drei Nodalia sind besonders durch ihre mittig angeordneten, relativ eng stehenden, großen Ansätze der Cirren, ihre entsprechende Anzahl pro Umgang (~ 15) und bei der Artikulationsfacette mit schmalem Crenularium und deutlich sichtbaren, kurzen und einfach gebauten Crenulae gekennzeichnet.

Sie kommen der bei Haude & Thomas (1992: Taf. 1, Fig. H) dargestellten *Platycrinites*? sp. 2 aus dem jüngeren Unterkarbon (Kulm, culII$_\alpha$, jüngeres Mississippium) von Wuppertal (Deutschland) nahe. Diese besitzt allerdings ein sehr kleines Perilumen, das bei dem vorliegenden Exemplar nicht erkennbar ist.

Ähnlich ist ihr auch *Platycrinites*? sp. sensu Thomas & Haude, 2006 aus dem jüngeren Unterkarbon (Kulm, culII, jüngeres Mississippium) vom Steinbruch Gut Steinberg bei Wuppertal (Deutschland). Hierbei ist allerdings die Anzahl der Cirren geringer (~8–10 vs. ~15 bei dem Nötscher Exemplar), diese dafür dicker, und die Artikulationsfacette besitzt, soweit erkennbar, ein sehr enges Lumen (vgl. hierzu Thomas & Haude, 2006: Abb. 4B).

Ähnlich kräftige und dicht stehende Cirrenansätze besitzt auch *Camptocrinus compressus* Wright, 1937 aus dem mittleren Unterkarbon (Viséum, jüngeres Mississippium) von Invertiel, Fife, Schottland (UK). Diese scheinen allerdings noch etwas größer zu sein und enger zu stehen als bei dem Nötscher Exemplar, ihre Anzahl pro Umgang ist demzufolge geringer (~10–12 vs. ~15) und die Nodalia sind deutlich kürzer und breiter gebaut (breit-kastenförmig, Verhältnis Länge/Breite ~1:2,1 vs. ~1:1,5 bei der Nötscher Art). Weiterhin scheint auch der Nodaliumquerschnitt verschieden, nämlich länglich-oval und die Artikulationsfacette besitzt ein breites Crenularium mit relativ schmalen, feinen und geraden Crenulae (vgl. hierzu Taf. 5, Fig. 3 mit Wright, 1956: Pl. 75, Figs. 6, 8–9).

Platycrinites? *irroratus* Moore & Jeffords, 1968 aus dem älteren Unterkarbon (Burlington Limestone, Osagium, älteres Mississippium) von Iowa (USA) unterscheidet sich hingegen an Hand eines heteromorphen Stielabschnitts, einem deutlich gewellten Latus, dem Fehlen von medianen kräftigen Cirrenansätzen (d.h. es liegen nur Internodalia vor) und dem Besitz einer unregelmäßigen, groben Oberflächengranulierung recht deutlich von dem hier vorliegenden Exemplar (vgl. in dieser Arbeit Taf. 5, Fig. 3 mit Moore & Jeffords, 1968: Pl. 3, Fig. 4).

Daher wird dieses Exemplar als ein fraglicher Vertreter unter offener Nomenklatur zu *Platycrinites* Miller, 1821 gestellt.

Genus *Rhabdocrinus* Wright, 1944

Rhabdocrinus cf. *crassus* (Miller, 1821)

(Taf. 5, Figs. 5–7)

Material: Stielabschnitt mit 21 Internodalia (Exemplar Nr. 09072017-240455, Sammlung Schraut).

Beschreibung (Taf. 5, Figs. 5–7): Stielabschnitt groß, Stielhabitus breit, ~4 cm lang, mit 21 Internodalia, ± homöomorph, Ober- und Unterränder der einzelnen Internodalia nicht abgerundet, fast abschlusslos aufeinander folgend, insgesamt scheiben- bis geldrollenartig, Latus gerade.

Internodalia in Seitenansicht alle in etwa gleichartig gestaltet, sehr kurz (~1,5 mm) und sehr breit (~16 mm), Verhältnis Länge/Breite ~1:10,5, scheibenförmig, Oberfläche glatt.

Internodalium in Aufsicht rund bis schwach elliptisch, Artikulationsfacette mit breitem Crenularium, fehlender Areola und weitem Lumen. Crenulae sehr fein, lang und gerade, proximal deutlicher entwickelt, dort ca. 80 pro Umgang, sich früh verzweigend, nach distal hin feiner werdend, sich etwa auf halber Länge weiter verzweigend, distal ca. 240 pro Umgang, Lumen weit, etwas mehr als ein Drittel des Stielglieddurchmessers einnehmend, rundlich bis schwach elliptisch.

Bemerkungen: Der hier vorliegende Stielabschnitt ist durch einheitliche, sehr flache, scheibenförmige Internodalia, seiner fehlenden Ornamentierung auf der Oberfläche, seines in Aufsicht weiten Lumens (mehr als 33 % des Gesamtdurchmessers erreichend) und seine geraden, dicht stehenden, sehr schmalen, fast strichartig verlaufenden, sich distal hin aufspaltenden Crenulae sowie durch ihre bedeutende Größe (Durchmesser von bis zu 1,5 cm) gekennzeichnet.

Die Internodalia von *Poteriocrinites*? sp. sensu Wright, 1958 aus dem Unterkarbon von Clitheroe, Lancashire (UK) stimmen gleichfalls gut überein, besitzen aber eine feine, in zwei Querreihen angeordnet Granulierung (vgl. Wright, 1958: Pl. 81, Fig. 1).

Auch die Internodalia von *Entrochus* sp. E sensu Sieverts-Doreck, 1951 aus dem mittleren Unterkarbon (Erdbacher Kalk, *Pericyclus*-Stufe, mittleres Mississippium) vom Winterberg bei Grund, Oberharz (Deutschland) kommen hinsichtlich ihres Habitus (Länge ~1,4 mm, Breite ~20,5 mm, Oberfläche glatt) und der Artikulationsfacette (Crenularium mit sehr feinen und dicht stehenden Crenulae) dem vorliegenden Exemplar recht nahe. Die Harzer Stielglieder sind allerdings noch flacher, scheibenförmig gebaut (Verhältnis Länge/Breite ~1:14,6 vs. ~1:10,5) und besitzen einen, wenn auch nur ganz schwach gewellten Latus (vgl. hierzu Taf. 5, Figs. 6–7 mit Sieverts-Doreck, 1951: 136, Abb. 3 und Taf. 9, Fig. 11).

Die in Seitenansicht sehr ähnliche *Balearocrinus cantabricus* HERBIG, 1982 aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Viséum, Visé IIIb?, jüngeres Mississippium) des Kantabrischen Gebirges (Spanien) besitzt gegenüber dem vorliegenden Exemplar ein deutlich breiteres Crenularium und ein dementsprechend engeres Lumen (vgl. hierzu HERBIG, 1982: 481 und Taf. 1, Figs. 6a–b; 1994: Fig. 2f).

Interessant ist *Apletoanteris bajaensis* WEBSTER & DELATTRE, 1993 aus dem jüngeren Oberperm (exotische Kalke an der Basis der Zamora-Formation, ?Leonardium) von Baja California Norte (Mexiko). Diese Form stimmt sowohl in Seitenansicht als auch in Aufsicht sowie in Details ausgesprochen gut mit dem vorliegenden Exemplar überein (vgl. hierzu WEBSTER & DELATTRE, 1993: Abb. 3, hier besonders Abb. 3/8 und Abb. 3/11). Unterschiede bestehen in der enormen Größe der mexikanischen Art, welche bei einer Stiellänge von mindestens 60 cm einen Stieldurchmesser von bis zu 9! cm besitzt (vgl. WEBSTER & DELATTRE, 1993: 91, 93).

Sowohl im Habitus, als auch zeitlich und räumlich stimmt *Rhabdocrinus* sp. cf. *R. swaledalensis* WRIGHT, 1950 aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Pendleium, Basis des Namuriums, gemeint ist demzufolge sehr wahrscheinlich das Namurium A) von Co. Durham (England) sehr gut mit dem vorliegenden Exemplar überein (vgl. hierzu DONOVAN & BIRTLE, 2011: Figs. 2/C, F, G und J mit Taf. 5, Figs. 5, 6). Die Art scheint mit einer Stiellänge von mehr als 1,5 m auch recht groß zu werden (vgl. hierzu CHESNUT, 2007: 49).

Von *Rhabdocrinus swaledalensis* WRIGHT, 1950, von der am Holotypus (Monotypus) sowohl der Kelch mit den Brachia als auch ein langer Abschnitt des Stiels erhalten ist, gibt es bei den Stielgliedern allerdings erhebliche Unterschiede. So stimmt zwar das Längen-/Breitenverhältnis einigermaßen gut (d.h. Stielglieder scheibenförmig, d.h. sehr kurz und breit) überein, aber die Stielglieder sind auf der ganzen Länge des Stiels deutlich unterschiedlich breit (Latus deutlich gewellt) im Gegensatz zu den vorliegenden Stielgliedern von Nötsch und auch von Durham (UK) [vgl. hierzu WRIGHT, 1950: Pl. 1, Fig. 2]. Gleiches gilt auch für *Rhabdocrinus pentonensis* WRIGHT, 1950 aus dem mittleren Unterkarbon (Viséum) von Roxburgshire, Schottland (UK) [vgl. WRIGHT, 1950: Pl. 2, Fig. 3] und *Rhabdocrinus scotocarbonarius* (WRIGHT, 1937) aus dem mittleren Unterkarbon (Viséum) von Roscobie, Fife, Schottland (UK) und aus dem jüngsten Unterkarbon (Villabellaco Limestone, jüngstes Viséum bis ältestes Namurium) von Palencia (Spanien) [vgl. WRIGHT, 1950: Pl. 3, Fig. 11; MORRIS, 1992: 181]. Von *Rhabdocrinus vatagini* ARENDT, 1962 besteht der Holotypus (Monotypus) nur aus fünf Platten des Kelches, welche in meinen Augen eine gattungsmäßige Zuordnung zu *Rhabdocrinus* WRIGHT, 1950 problematisch macht (vgl. ARENDT, 1963: 1675–1676 und Figs. 1–2).

Hingegen existieren diesbezüglich die größten Übereinstimmungen mit *Rhabdocrinus crassus* (MILLER, 1821) [= *Poteriocrinus crassus* MILLER, 1821 = *Poteriocrinites crassus* (MILLER, 1821), siehe bei WEBSTER, 2014: 1936] aus dem älteren Unterkarbon (Tournaisium) der Clevedon Bay, Somerset (UK) [vgl. WRIGHT, 1950: Pl. 2, Fig. 2] und mit *Poteriocrinites plicatus* (AUSTIN & AUSTIN, 1842) aus den gleichen Schichten vom gleichen Ort [vgl. WRIGHT, 1950: Pl. 2, Fig. 11]. Allerdings ist bei beiden Formen der Randbereich der Internodalia etwas länger als in der Mitte (leicht bikonkave Stielglieder) und die Oberfläche fein bis grob bzw. fein granuliert (vgl. WRIGHT, 1950: 2 bzw. 6) und nicht glatt (vgl. allerdings im Gegensatz hierzu die bei DE KONINCK & DE HON, 1854 auf Pl. 1, Figs. 10b–c abgebildeten Stielabschnitte von *Poteriocrinus crassus* MILLER, 1821 aus dem Unterkarbon von Tournay (Belgien), welche weder bikonkave Stielglieder noch eine Skulptur besitzen). *Rhabdocrinus crassus* (MILLER, 1821) ist eine stratigrafisch und geografisch weit verbreitete europäische Art [Unterkarbon (älteres bis mittleres Mississippium, jüngeres Tournaisium bis Viséum) von Irland, England, Schottland, Belgien, Deutschland und Polen; vgl. hierzu WEBSTER, 2014: 1847]. Ihr wird sowohl das vorliegende Exemplar als auch die von DONOVAN & BIRTLE (2011) für das jüngere Unterkarbon (jüngstes Mississippium, Serpukhovium, entspricht ungefähr dem Namurium A) genannte *Rhabdocrinus* sp. cf. *R. swaledalensis* WRIGHT, 1950 unter offener Nomenklatur zugeordnet.

Kennzeichen der vorliegenden Crinoidenfauna

Nach der vorliegenden taxonomischen Bearbeitung soll nun eine kurze Charakterisierung der vorliegenden Crinoidenfauna erfolgen.

Bezüglich der Ermittlung und Problematik von Diversitätsangaben siehe SCHRAUT (1996a: 172). Mit den hier in Tabelle 1 dargestellten 15 Arten aus 11–12 verschiedenen Gattungen von einer einzigen Fundstelle scheint eine hohe Diversität vorzuliegen, wie sie auch von anderen Tiergruppen an gleicher Fundstelle aus Nötsch bekannt ist (vgl. hierzu SCHRAUT, 1996a: 172–173 für Trilobiten, Ostracoden, Brachiopoden, Gastropoden und Bivalven). Dies wird auch durch die Literatur bestätigt, wonach für ganz England und Wales für das jüngste Unterkarbon (jüngstes Mississippium, Serpukhovium, entspricht ungefähr dem Pendleium) insgesamt nur sieben Gattungen aufgeführt werden (vgl. hierzu AUSICH & KAMMER, 2006: Tab. 1–2).

Ganz ähnlich liegen die Untersuchungsergebnisse zur α-Diversität einzelner Fossilbänke bzw. deren Oberflächen aus der Hook Head-Formation (oberes Tournaisium) von Irland, von wo nur zwischen 5–6 Arten vorliegen (vgl. AUSICH & SEVASTOPULO, 1994: Tab. 1–2). Im Gegensatz dazu ist der Artenreichtum im unterkarbonischen Salthill Quarry, Clitheroe, Lancashire (UK) oder im unterkarbonischen (unteres Mississippium) vom Elizabethtown quarry, Kentucky (USA) mit mehr als 29 bzw. 66 (!) Taxa sehr hoch (vgl. DONOVAN & WESTHEAD, 1987: Tab. 1 und AUSICH et al., 2000: Tab. 1), wobei nicht ganz klar ist, ob diese Artenvielfalt nicht durch das Aufsammeln aus stratigraphisch verschiedenen Horizonten innerhalb der beiden Steinbrüche bedingt ist.

Hinsichtlich der generellen Problematik bei der Abschätzung des Individuenreichtums einer Fundstelle sei gleichfalls auf SCHRAUT (1996a: 173) verwiesen, wobei die Häufigkeit von Crinoidenstielgliedern an der Fundstelle in Nötsch insgesamt hoch, aber bei der Zuordnung zu einzelnen Arten dann jeweils doch oft nur auf wenige Exemplare oder sogar meist auf Einzelfunde beruht und dies, obwohl von jedem einzelnen Individuum eine hohe Zahl von Stielgliedern stammen müsste. Die Einschätzung ergibt folglich, dass die individuenmäßige Häufigkeit eher gering ist.

Taxon	Anzahl Exemplare	Zeitliche Verbreitung	Räumliche Verbreitung
Allagecrinus cf. *austinii*	1	Viséum (mittleres Mississippium)	Schottland (UK)
Campbellicrinus? sp.	1	Sakmarium (Unterperm)	Region Haushi-Huqf (Oman)
Cyclocaudex cf. *typicus*	1	Virgilium (jüngeres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Cyclocaudex aff. *insaturatus*	3	Desmoinesium (mittleres Pennsylvanium)	Kansas (USA)
Cyclocaudiculus cf. *regularis*	1	Virgilium (jüngeres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Cyclocrista cf. *cheneyi*	1	Wolfcampium (Unterperm)	Texas (USA)
Cyclocrista cf. *lineolata*	1	Virgilium (jüngeres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Floricyclus hebes	2	Desmoinesium (mittleres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Floricyclus cf. *hebes*	1	Desmoinesium (mittleres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Goniocion cf. *gonimus*	1	Osagium (älteres Mississippium)	Iowa (USA)
Graphosterigma grammodes	3	Osagium (älteres Mississippium)	Indiana (USA)
Heterostelechus cf. *jeffordsi*	1	Virgilium (jüngeres Pennsylvanium)	Texas (USA)
Leptocarphium cf. *gracile*	1	Tournaisium (älteres Mississippium)	Texas (USA) / Schlesien-Krakau (Polen)
Platycrinites? sp.	1	Aprathium, cuIII (jüngeres Mississippium)	Wuppertal (Deutschland)
Rhabdocrinus cf. *crassus*	1	Serpukhovium (jüngeres Mississippium)	Durham (UK)

Tab. 1.
Zusammenstellung der in dieser Arbeit beschriebenen Crinoiden-Taxa von Nötsch, ihre individuelle Häufigkeit, ihre zeitliche und räumliche Verbreitung, bezogen auf die nächst verwandte(n) Art(en).

Für die Einschätzung der individuellen Größe der Tiere im Verhältnis zu anderen Fundstellen liegen entsprechende Literaturdaten vor, welche nahe legen, dass die Individuen der hiesigen Crinoidenfauna deutlich kleiner sind als die mit ihnen verglichenen verwandten Formen beispielsweise aus den USA (vgl. hierzu hauptsächlich die Größenangaben bei MOORE & JEFFORDS, 1968). Dieses Phänomen konnte schon vorher sehr deutlich auch bei anderen Tiergruppen wie zum Beispiel Trilobiten, Ostracoden, Seeigeln (Platten), Ophiocistioiden (Winkelzähnen) festgestellt werden (vgl. SCHRAUT, 1996a: 173–175 und Tab. 21–23).

Bei der zeitlichen Verbreitung scheint die Mehrzahl der Taxa auf ein oberkarbonisches (10 Arten) und unterpermisches (2 Arten), nur eine Minderheit (6) auf ein unterkarbonisches Alter hinzudeuten (Tab. 1).

Bei der räumlichen Verbreitung gibt es einen klaren Trend in Richtung USA (11) mit Schwerpunkt auf Texas (8), gefolgt vom UK (2). Eine vergleichende Übersicht ist Tabelle 1 zu entnehmen.

Prognosen für die Zukunft: Nach der Bearbeitung der artenreichen Crinoidenfauna ist davon auszugehen, dass bei weiteren, intensiven Aufsammlungen noch mit einer Reihe weiterer Arten zu rechnen ist. Dabei ist zu hoffen, dass dabei vielleicht doch auch irgendwann Kelchreste gefunden werden, die eine orthotaxonomische Zuordnung der Stielglieder ermöglichen könnten.

Dank

Mein besonderer Dank gilt erneut Herrn Prof. Dr. CARSTEN BRAUCKMANN (Clausthal-Zellerfeld), der die vorliegende Publikation kritisch durchgesehen und mich auf verschiedene Verbesserungsmöglichkeiten aufmerksam gemacht hat. Den Herren Prof. Dr. MICHAEL R.W. AMLER und Prof. Dr. HANS-GEORG HERBIG (beide am Fachbereich Geologie & Mineralogie der Universität zu Köln) möchte ich für die Möglichkeit, die vorliegenden Fotografien an ihrem Institut erstellen zu können, herzlich danken. Dem Paul-Schneider-Gymnasium (Meisenheim am Glan) sei für die Bereitstellung eines Computerarbeitsplatzes ganz herzlich gedankt. Zum Schluss noch ein großer Dank an meine Familie für Zeit und Geduld beim Erwandern und Aufsammeln der Probe(n) im Gelände.

Literatur

AMEROM, H.W.J. VAN & KABON, H. (1999): Neue fossile Floren aus dem Nötscher Karbon (1. Teil). – Carinthia II, **189**/**109**, 637–672, Klagenfurt.

AMEROM, H.W.J. VAN & SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich). – In: SCHÖNLAUB, H.P. & DAURER, A. (Hrsg.): Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**/1, 195–216, Wien.

ANDERLE, N. (1965): Bericht 1964 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Villach (201). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, A14–A16, Wien.

ARENDT, Y.A. (1962): *Rhabdocrinus vatagini* sp. nov. Iz podmoskovnogo nizhnego barbona. – Paleontologicheskii Zhurnal, **1962**/2, 117–121, Moskva.

ARENDT, Y.A. (1963): *Rhabdocrinus vatagini* sp. nov., a new species from the Lower Carboniferous deposits of the Moscow Basin. – International Geology Revies, **5**/12, 1674–1677, Columbia [Übersetzung von ARENDT, Y.A., 1962].

AUSICH, W.I. & KAMMER, T.W. (2006): Stratigraphical and geographical distribution of Mississippian (Lower Carboniferous) Crinoidea from England and Wales. – Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **56**/2, 91–109, Bath.

AUSICH, W.I. & SEVASTOPULO, G.D. (1994): Taphonomy of Lower Carboniferous crinoids from the Hook Head Formation, Ireland. – Lethaia, **27**, 245–256, Oslo.

AUSICH, W.I., BRETT, C.E., HESS, H. & SIMMS, M.J. (1999): 1 Crinoid Form and Function. – In: HESS, H., AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Hrsg.): Fossil Crinoids, 3–30, Cambridge (Cambridge University Press).

AUSICH, W.I., GOLDSTEIN, A. & YATES, R. (2000): Crinoids from the Muldraugh Member of the Borden Formation in North-Central Kentucky (Echinodermata, Lower Mississippian). – Journal of Paleontology, **74**/6, 1072–1082, Lawrence (Kansas).

AUSTIN, T.SR. & AUSTIN, T. JR. (1842): Proposed arrangement of the Echinodermata, particularly as regards the Crinoidea, and a subdivision of the class Adelostella (Echinidae). – The Annals and Magazine of Natural History, series I, **10**/63, 106–113, London.

BOURROUILH, R. & TERMIER, G. (1973): *Balearocrinus breimeri*, crinoide nouveau du Viséen supérieur de Minorque (Baleares). – Annales de la Société Géologique du Nord, **93**, 225–232, Lille.

BRUGUIÈRE, J.G. (1791): Tableau encyclopédique et méthodique des trois règnes de la nature. Contenant l`helminthologie, ou les vers infusoires, les vers intestins, les vers mollusques, hc. – Chez Panckoucke, Libraire, Hotel de Thou, rue de Poiteuins: Taf. 62–95, Paris.

BUCH, L. VON (1824): Ueber die Karnischen Alpen. – Leonhard's Mineralogisches Taschenbuch für die gesamte Mineralogie, **18**, 396–437, Frankfurt am Main.

CARPENTER, P.H. & ETHERIDGE, R. JR. (1881): Contributions to the study of the British Paleozoic Crinoids, No. 1. On *Allagecrinus*, the Representative of a New Family from the Carboniferous Limestone Series of Scotland. – The Annals and Magazine of Natural History, **5**, 281–298, London.

CHERNOVA, G.N. & STUKALINA, G.A. (1989): K sistematike pozdnepaleozoickikh morskikh lilii semeistva Floricyclidae [On the systematics of the Late Paleozoic crinoids of the family Floricyclidae]. – In: KALVO, D.L. (Hrsg.): Problemy izucheniya iskopaemykh i sovremennykh iglokozhikh [Fossil and recent echinoderm researches]. – Akademiya Nauk Estonskoi SSR, 111–127, Tallinn.

CHESNUT, D.R. (2007): Mysterious large crinoid stems of the Late Mississippian Slade Formation of Kentucky (USA) probably belong to *Rhabdocrinus*. – Journal of Stratigraphy, **31** (supplement 1), 49, Ontario.

DONOVAN, S.K. & BIRTLE, M. (2011): The cladid crinoid *Rhabdocrinus* WRIGHT from the Namurian of Co. Durham, UK. – Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **58**/3, 167–171, Bath.

DONOVAN, S.K. & VELTKAMP, C.J. (2001): The Antillean tertiary Crinoid fauna. – Journal of Paleontology, **75**/3, 721–731, Lawrence (Kansas).

DONOVAN, S.K. & WESTHEAD, S. (1987): *Platycrinites contractus* (GILBERTSON) and a new *Platycrinites* from the Lower Carboniferous of northern England. – Proceedings of the Geological Association, **98**/3, 211–215, London.

DUBATOLOVA, Y.A. & SHAO, C. (1959): Stebli morskikh lilii kamennougolnykh, permskikh i triasovykh otlozhenii Yuzhnogo Kitaya [Crinoid stems of the Carboniferous, Permian, and Triassic deposits of southern China]. – Acta Palaeontologica Sinica, **7**/1, 41–83, Beijing. [auf Russisch]

EBERT, J. (1994): Crinoiden-Stielglieder aus der Ems- und Eifel-Stufe des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, **64**, 1–85, Göttingen.

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Hrsg.): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Naßfeld-Basin (Carnic Alps), Proceedings, 15–19, Bologna.

FLÜGEL, H.W. & KODSI, M.G. (1971): Das Karbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Exkursion V: Karbon und Perm der Ostalpen in Österreich (Kärnten), Italien und Jugoslawien: Marines Unterkarbon (Visé), limnisches und marines Oberkarbon, marines Perm, Band 5. – Internationaler Kongress für Stratigraphie und Geologie des Karbons, **7**, 6–11, Krefeld.

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Max Niedermeyer Verlag).

GLUCHOWSKI, E. (1981a): Stratigraphic significance of Paleozoic crinoid columnals from Poland. – Geologia (Akademia Górniczo-Hutnicza Imienia Stanislawa Staszica w Krakowie), **7**/2, 89–110, Kraków.

GLUCHOWSKI, E. (1981b): Paleozoic Crinoid Columnals and Pluricolumnals from Poland. – Geologia (Akademia Górniczo-Hutnicza Imienia Stanislawa Staszica w Krakowie), **7**/3, 29–57, Kraków.

GLUCHOWSKI, E. (1986): Devonian Crinoid Columnals of Genus *Laudonomphalus* MOORE et JEFFORDS: an Indicator of Biotope Changes. – Geologia (Akademia Górniczo-Hutnicza Imienia Stanislawa Staszica w Krakowie), **12**/2, 5–21, Kraków.

GOLDFUSS, G.A. (1839): Beiträge zur Petrefaktenkunde. – Nova Acta Leopoldina, Akademie der Naturforscher, Verhandlungen, **19**, 329–364, Breslau–Bonn.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., AGTERBERG, F.P., BLEEKER, W., COOPER, R.A., DAVYDOV, V., GIBBARD, P., HINNOV, L.A., HOUSE, M.R., LOURENS, L., LUTERBACHER, H-P., MCARTHUR, J., MELCHIN, M.J., ROBB, L.J., SHERGOLD, J., VILLENEUVE, M., WARDLAW, B.R., ALI, J., BRINKHUIS, H., HILGEN, F.J., HOOKER, J., HOWARTH, R.J., KNOLL, A.H., LASKAR, J., MONECHI, S., POWELL, J., PLUMB, K.A., RAFFI, I.,RÖHL, U., SANFILIPPO, A., SCHMITZ, B., SHACKLETON, N.J., SHIELDS, G.A., STRAUSS, H., VAN DAM, J., VEIZER, J., VAN KOLFSCHOTEN, T., WILSON, D., (2004): A Geologic Time Scale 2004, 589 S., Cambridge (University Press).

GROSS, W. (1984): Viel Aufregung in Kärnten. – Fossilien, **1**, 70, Korb (Goldschneck-Verlag).

HAUDE, R. & THOMAS, E. (1992): Die unter-karbonischen Crinoiden von „Kohleiche" bei Wuppertal. – In: THOMAS, E. (Hrsg.): Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). Ein Symposium zum Neubau der Bundesstraße 224, 307–361, Köln (Verlag Sven von Loga).

HERBIG, H.-G. (1982): *Balearocrinus cantabricus* n. sp. (Crinoidea, Inadunata) aus dem Visé des Kantabrischen Gebirges (Alba-Formation, Prov. Leon/NW-Spanien). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1982**, 476–484, Stuttgart.

HERBIG, H.-G. (1994): Remarks on the Late Visean Crinoids from the Cantabrian Mountains and Menorca (NW Spain and Balearic Islands). – Revista Española de Paleontologia, **9**/1, 24–28, Madrid.

HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: HERITSCH, F. & KÜHN, O. (Hrsg.): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Band 1. – 681 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).

HESS, H. (1999a): 28 Tertiary. – In: HESS, H., AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Hrsg.): Fossil Crinoids, 233–236, Cambridge (Cambridge University Press).

HESS, H. (1999b): 29 Recent. – In: HESS, H., AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Hrsg.): Fossil Crinoids, 237–244, Cambridge (Cambridge University Press).

HESS, H. & AUSICH, W.I. (1999): Introduction. – In: HESS, H., AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Hrsg.): Fossil Crinoids, XIII–XV, Cambridge (Cambridge University Press).

JELL, P.A. & WILLINK, R.J. (1993): Early Permian cladid crinoids from the Gharif Formation of Oman. – Memoirs of the Association of the Australasian Palaeontologists, **15**, 305–312, Brisbane.

KODSI, M.G. (1967): Die Lithofazies des Karbons von Nötsch (Gailtal, Kärnten). – Unveröffentlichte Dissertation, 3. Teil, Geologisches Institut der Universität Graz, 58–102, Graz.

KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, **160**/**80**, 7–17, Klagenfurt.

KONINCK, DE L.G. (1854): Notice sur un nouveau genre de crinoides du terrain carbonifère de l´Angleterre. – Academy Royal Belgique, Mémoire **28**/3, supplement, 208–217, Bruxelles.

KONINCK, DE L.G. (1873): Recherches sur les animaux fossiles, 2. Monographie des Fossiles Carbonifères de Carinthie. – 116 S., Bruxelles.

KONINCK, DE L.G. & HON, H. DE (1854): Recherches sur les Crinoides du Terrain Carbonifère de la Belgique. – Academy Royal Belgique, Mémoire **28**/3, 1–207, Bruxelles.

KRAINER, K. (1989): Das Karbon in Kärnten. – Carinthia II, **179**/**99**, 59–109, Klagenfurt.

KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & DAURER, A. (Hrsg.): Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**/1, 99–193, Wien.

KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates (Badstub Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**/1, 65–81, Wien.

KRAINER, K. & VACHARD, D. (2002): Late Serpukhovian (Namurian A) microfacies and carbonate microfossils from the Carboniferous of Nötsch (Austria). – Fazies, **46**, 1–8, Erlangen.

LE MENN, J. (1970): Les Crinoides du Siegénien supérior de la Rade de Brest (Finistère). – Thèse 3ème cycle, 1–107, Brest.

LE MENN, J. (1987): Growth patterns and evolutionary trends of Devonian crinoid columns. – Geobios, **20**/6, 811–829, Lyon.

MATSUMOTO, H. (1929): Outline of a classification of Echinodermata. – Tohoku University Science Reports, series 2 (Geology), **13**/2, 27–33, Sendai.

MCCOY, F. (1844): A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Irleland. – 274 S., London (Williams & Norgate).

MILLER, A.I. (1968): *Heterostelechus jeffordsi* MILLER, new species. – In: MOORE, R.C. & JEFFORDS, R.M. (1968): Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. – University of Kansas Paleontological Contributions, Echinodermata Article **9**, 82, Lawrence.

MILLER, J.S. (1821): A natural history of the crinoidea or lily-shaped animals, with observations on the genera *Asteria*, *Euryale*, *Comatula* and *Marsupites*. – 150 S., Bristol (Bryan & Co).

MOORE, R.C. (1939): The use of fragmentary crinoidal remains in stratigraphic paleontology. – Denison University Bulletin, Journal of Scientific Laboratories, **33**, 165–250, Granville.

MOORE, R.C. & JEFFORDS, R.M. (1968): Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. – University of Kansas Paleontological Contributions, Echinodermata Article **9**, 1–86, Lawrence.

MOORE, R.C. & TEICHERT, C. (1978): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part T, Echinodermata 2, Crinoidea. – Geological Society of America and University of Kansas, 3 Bände, 1026 S., Menasha (Wisconsin).

MOORE, R.C., JEFFORDS, R.M. & MILLER, T.H. (1968): Morphological Features of Crinoid Columns. – The University of Kansas, Paleontological Contributions, Echinodermata Article **8**, 1–30, Lawrence.

MORRIS, P.G. (1992): *Rhabdocrinus scotocarbonarius* (WRIGHT), a crinoid from the Carboniferous `Griotte` Limestone of Palencia, northwest Spain. – Revista Espanola de Paleontologica, **7**, 181–184, Madrid.

PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten (Carbon der Gegend von Bleiberg in den östlichen Gailtaler Alpen). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **133**, 543–558, Wien.

RÖßLER, R. & BRAUCKMANN, C. (2000): Der erste Arachnidenfund im Paläozoikum der Alpen: *Aphantomartus pustulatus* (SCUDDER, 1884) aus dem ältesten Ober-Karbon (mittleres bis oberes Namurium A) von Nötsch (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**/2, 227–234, Wien.

SCHMIDT, W.E. (1930): Die Echinodermen des deutschen Unterkarbons. – Abhandlungen der preußischen geologischen Landesanstalt, Neue Folge, **122**, 1–88, Berlin.

SCHÖNLAUB, H.P. (1973): 2. Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profils im Nötschgraben westlich Villach. – In: EXNER, C. & SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**/3, 359–365, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): 7. Karbon von Nötsch. – In: HAUSER, C. (Hrsg.): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, 24–25, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/4, 673–692, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & DAURER, A. (Hrsg.): Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**/1, 381–418, Wien.

SCHRAUT, G. (1990): Neue Trilobiten und andere Fossilien aus dem Unter-Karbon von Nötsch, Kärnten (Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit am Fachbereich 18 (Geowissenschaften) der Phillips-Universität Marburg, 1. Teil, 1–56, Marburg.

SCHRAUT, G. (1992): Ein Winkelzahn (Ophiocistioide) aus dem Unterkarbon von Nötsch/Kärnten. – Carinthia II, **182**/**102**, 489–495, Klagenfurt.

SCHRAUT, G. (1993a): Winkelzähne aus dem Unter-Karbon von Nötsch, Kärnten (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/1, 271–275, Wien.

SCHRAUT, G. (1993b): Ophiocistioiden-Reste aus dem Unter-Karbon von Nötsch/Kärnten (Österreich). – Terra Nostra (63. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Prag vom 21.–26. September), Abstrakte, 20, Prag.

SCHRAUT, G. (1995): *Anguloserra carinthiaca* n. sp., eine neue Ophiocistioiden-Art (Echinodermata) aus dem Unter-Karbon von Nötsch, Kärnten (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/1, 123–129, Wien.

SCHRAUT, G. (1996a): Die Arthropoden aus dem Unterkarbon von Nötsch (Kärnten/Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **51**, 1–193, Wien.

SCHRAUT, G. (1996b): Stratigraphische Untersuchungen im Karbon von Nötsch/Kärnten (Österreich). – Giessener Geologische Schriften (Festband Knoblich), **56**, 301–315, Giessen.

SCHRAUT, G. (1996c). Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 1: Scaphopoda, Crustacea (Phyllocarida), Vertebrata. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/2, 233–245, Wien.

SCHRAUT, G. (1998): Das Karbon von Nötsch: Faunistische und ökologische Ergebnisse der letzten Jahre. – Terra Nostra (68. Jahrestagung der Geologischen und Paläontologischen Gesellschaft in Berlin vom 06.–09. Oktober 1998, Kurzfassungen der Vorträge und Poster), V313, Berlin.

SCHRAUT, G. (1999a): The Carboniferous of Nötsch / Carinthia (Austria): compilation of fossil data and history of scientific publications. – Bolletino della Società Paleontologica Italiana, **37**/2–3, 547–557, Modena.

SCHRAUT, G. (1999b): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 2: Cephalopoda (Nautiloidea, Ammonoidea), Crustacea (Phyllocarida), Echinoidea. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**/4, 503–517, Wien.

SCHRAUT, G. (2001): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 3: Nautiliden (Cephalopoda), Serpuliden (Annelida, Polychaeta), Bryozoa (Tentaculata). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **220**/1, 93–125, Stuttgart.

SCHRAUT, G. (2018): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 4: Neue Fossilgruppen – mit einer Übersicht der bisher vorhandenen Großgruppen. – Carinthia II, **208**/**128**, 549–560, Klagenfurt.

SCHRAUT, G. (2019): Paläofaunistische Untersuchungen aus dem jüngeren Unterkarbon (jungeres Mississippium, Serpukhovium) von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 5: Klasse Lingulata GORJANSKY & POPOV, 1985. – Carinthia II, **209**/**129**, 587–616, Klagenfurt.

SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1831): XVIII. A sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Stynia etc. – Transaction of the Geological Society of London, Second Series, **3**/2 (1835), 301–420, London.

SIEBER, R. (1978): Verzeichnis der Typus- und Abbildungsstücke sowie wissenschaftlich wichtiger Belegexemplare, die in der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt werden. Teil: Wirbellose des Paläozoikums (exklusive Mikrofossilien). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**/1, A193–A229, Wien.

SIEVERTS-DORECK, H. (1951): Crinoiden aus dem Unterkarbon des Oberharzes. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, **93**, 117–144, Stuttgart.

SIMMS, M.J. (1999): 2 Systematics, Phylogeny and Evolutionary History. – In: HESS, H, AUSICH, W.I., BRETT, C.E. & SIMMS, M.J. (Hrsg.): Fossil Crinoids, 31–40, Cambridge (Cambridge University Press).

STUKALINA, G.A. (1967): Stratigraphic significance of the stems of crinoidea in solving the Siluro-Devonian boundary problem. – International Symposium of the Devonian System, **2**, 893–896, Calgary.

STUKALINA, G.A. (1988): Studies in paleozoic crinoid-columnals and -stems. – Palaeontographica, Abteilung A, **204** (Lieferung 1–3), 1–66, Stuttgart.

SUESS, E. (1868): Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 1. Abtheilung, Band **LVII**, 230–277, Wien.

TERMIER, H. & TERMIER, G. (1949): Hiérarchic et correlations des caractères chez les Crinoides fossils. – Bulletin Service Carte Géolgogique Algérie, lère ser., Paléontologie, **10**, 1–90, Algier.

TESSENSOHN, F. (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia II, **162**/**82**, 143–147, Klagenfurt.

THOMAS, E. & HAUDE, R. (2006): Echinodermen. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft **41**, 183–197, Hannover.

UBAGHS, G. (1978): Crinoidea. – In: MOORE, R.C. & TEICHERT, C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part T, Echinodermata 2 (2), Crinoidea, T408–T509, Geological Society of America and University of Kansas, Menasha (Wisconsin).

WEBSTER, G.D. (1973): Bibliography and index of Paleozoic crinoids, 1942–1968. – Geological Society of America, Memoir, **137**, 1–341, Boulder (Colorado).

WEBSTER, G.D. (1974): Crinoid pluricolumnal noditaxis patterns. – Journal of Paleontology, **48**, 1283–1288, Tulsa (Oklahoma).

WEBSTER, G.D. (1988): Bibliography and index of Paleozoic crinoids and coronate echinoderms 1981–1985. – Geological Society of America, Microform Publication, **18**, 1–235, Boulder (Colorado).

WEBSTER, G.D. (1993): Bibliography and index of Paleozoic crinoids, 1986–1990. – Geological Society of America, Microform Publication, **25**, 1–204, Boulder (Colorado).

WEBSTER, G.D. (2000): Palaeobiogeography of Devonian and Carboniferous crinoid faunas of Gondwana. – Records of the Western Australian Museum, Supplement, **58**, 403–420, Perth.

WEBSTER, G.D. (2014): Bibliography and Index of Paleozoic Crinoids, Coronates, and Hemistreptocrinoids, 1758–2012. – 2689 S., School of Environment, Washington State University Pullman, Washington.

WEBSTER, G.D. & DELATTRE, M.P. (1993): Permian crinoid columnals from the Zamora Formation near El Volcan, Baja California Norte, Mexico. – Geological Society of America, Special Paper, **279**, 91–95, Boulder (Colorado).

WEBSTER, G.D. & HOUCK, K.J. (1998): Middle Pennsylvanian, late Atokan-Early Desmoinesian echinoderms from an intermontane basin, the Central Colorado Trough. – Journal of Paleontology, **72**/6, 1054–1072, Menasha (Wisconsin).

WEBSTER, G.D. & LANE, N.G. (1970): Carboniferous Echinoderms from the Southwestern United States. – Journal of Paleontology, **44**/2, 276–296, Menasha (Wisconsin).

WEBSTER, G.D. & LANE, N.G. (1987): Crinoids from the Anchor Limestone (Lower Mississippian) of the Monte Cristo Group Southern Nevada. – The University of Kansas, Paleontological Contributions, **119**, 1–56, Kansas.

WEBSTER, G.D., MAPLES, C.G., SEVASTOPULO, G.D., FREST, T. & WATERS, J.A. (2004): Carboniferous (Viséan-Moscovian) Echinoderms from the Béchar Basin Area of Western Algeria. – Bulletins of American Paleontology, **368**, 1–92, New York.

WEBSTER, G.D., ANGIOLINI, L. & TINTORI, A. (2009): Permian Crinoids from the Saiwan and Khuff Formations, Southeastern Oman. – Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia, **115**/1, 27–48, Milano.

WRIGHT, J. (1934): New Scottish and Irish fossil crinoids. – Geological Magazine, **71**, 241–268, London.

WRIGHT, J. (1937): Scottish Carboniferous crinoids. – Geological Magazine, **74**, 385–411, London.

WRIGHT, J. (1944): *Rhabdocrinus* n. g. from the Scottish Carboniferous Limestone. – Geological Magazine, **81**, 266–271, London.

WRIGHT, J. (1945): *Tyriocrinus* (gen. nov.) and *Scotiacrinus* (gen. nov.) and seven new species of inadunate crinoids from the Carboniferous limestones of Scotland and Yorkshire. – Geological Magazine, **82**, 114–125, London.

WRIGHT, J. (1950): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **1**, part 1, 1–24, London.

WRIGHT, J. (1951a): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **1**, part 2, 25–46, London.

WRIGHT, J. (1951b): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **1**, part 3, 47–102, London.

WRIGHT, J. (1952): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **1**, part 4, 103–148, London.

WRIGHT, J. (1954): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **1**, part 5, 149–190, London.

WRIGHT, J. (1955a): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **2**, part 1, 191–254, London.

WRIGHT, J. (1955b): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **2**, part 2, 255–272, London.

WRIGHT, J. (1956): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **2**, part 3, 273–306, London.

WRIGHT, J. (1958): A monograph of the British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **2**, part 4, 307–328, London.

WRIGHT, J. & RAMSBOTTOM, W.H.C. (1960): The British Carboniferous Crinoidea. – Monograph of the Palaeontographical Society, **2**, part 5, 329–347, London.

YOCHELSON, E.L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Gastropods from the Carboniferous of Nötsch. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/1, 277–283, Wien.

Eingelangt: 27. Februar 2020, angenommen: 21. Oktober 2020

Tafel 1

Figs. 1–4: *Allagecrinus* cf. *austinii* CARPENTER & ETHERIDGE, 1881.

Fig. 1: Stielabschnitt (2 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240432, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240432, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: Stielglied in Seitenansicht (Internodalium). Exemplar Nr. 09072017-240433, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 4: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240433, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 5–6: *Campbellicrinus*? sp.

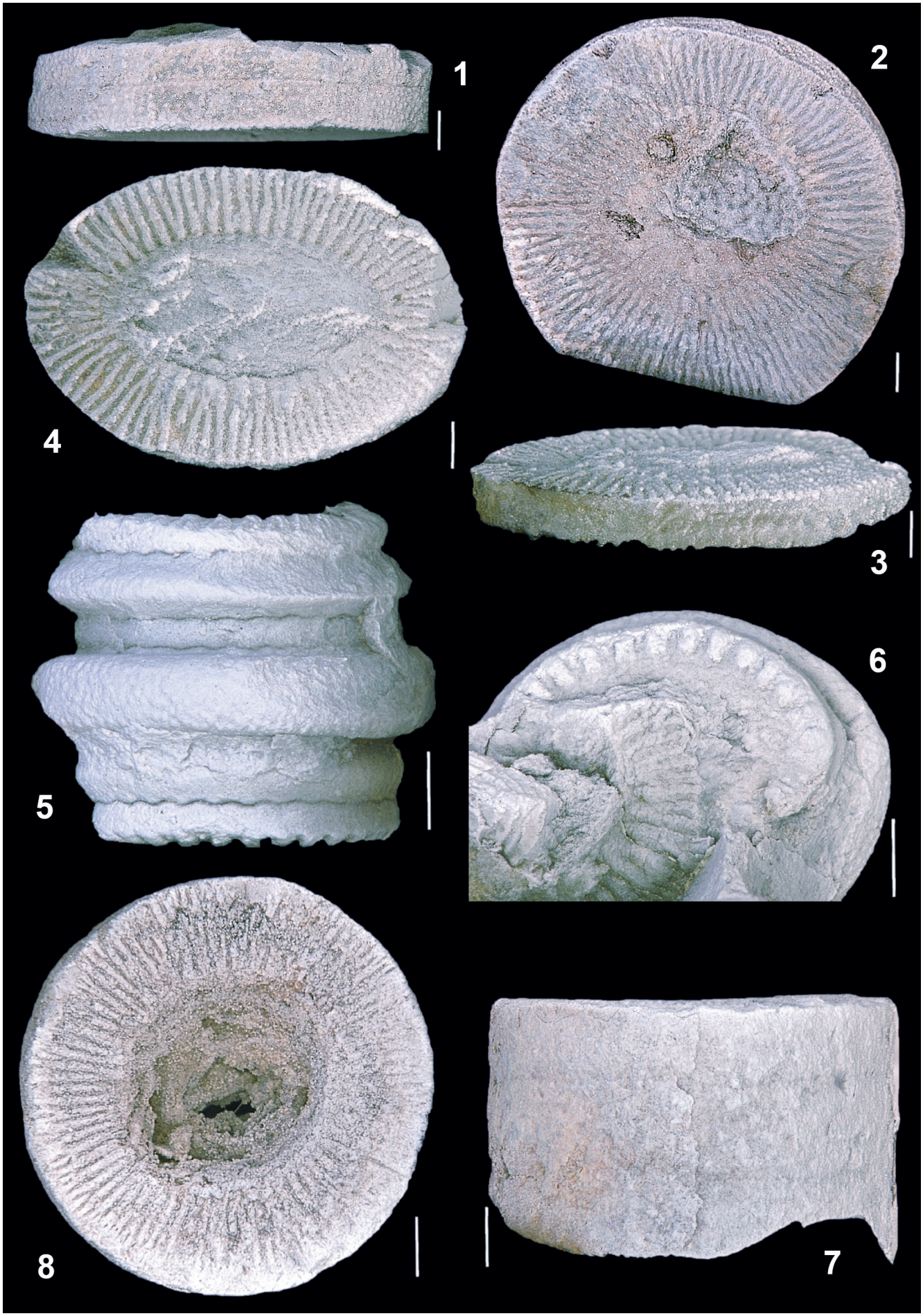
Fig. 5: Stielabschnitt (6 Internodalia) in Seitenansicht Exemplar Nr. 09072017-240434, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240434, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 7–8: *Cyclocaudex* cf. *typicus* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 7: Stielabschnitt (3 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240435, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240435, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.


1
2
4
3
5
6
8
7

Tafel 2

Figs. 1–6: *Cyclocaudex* aff. *insaturatus* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 1: Stielabschnitt (3 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240436, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240436, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: Internodalium in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240437, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 4: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240437, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

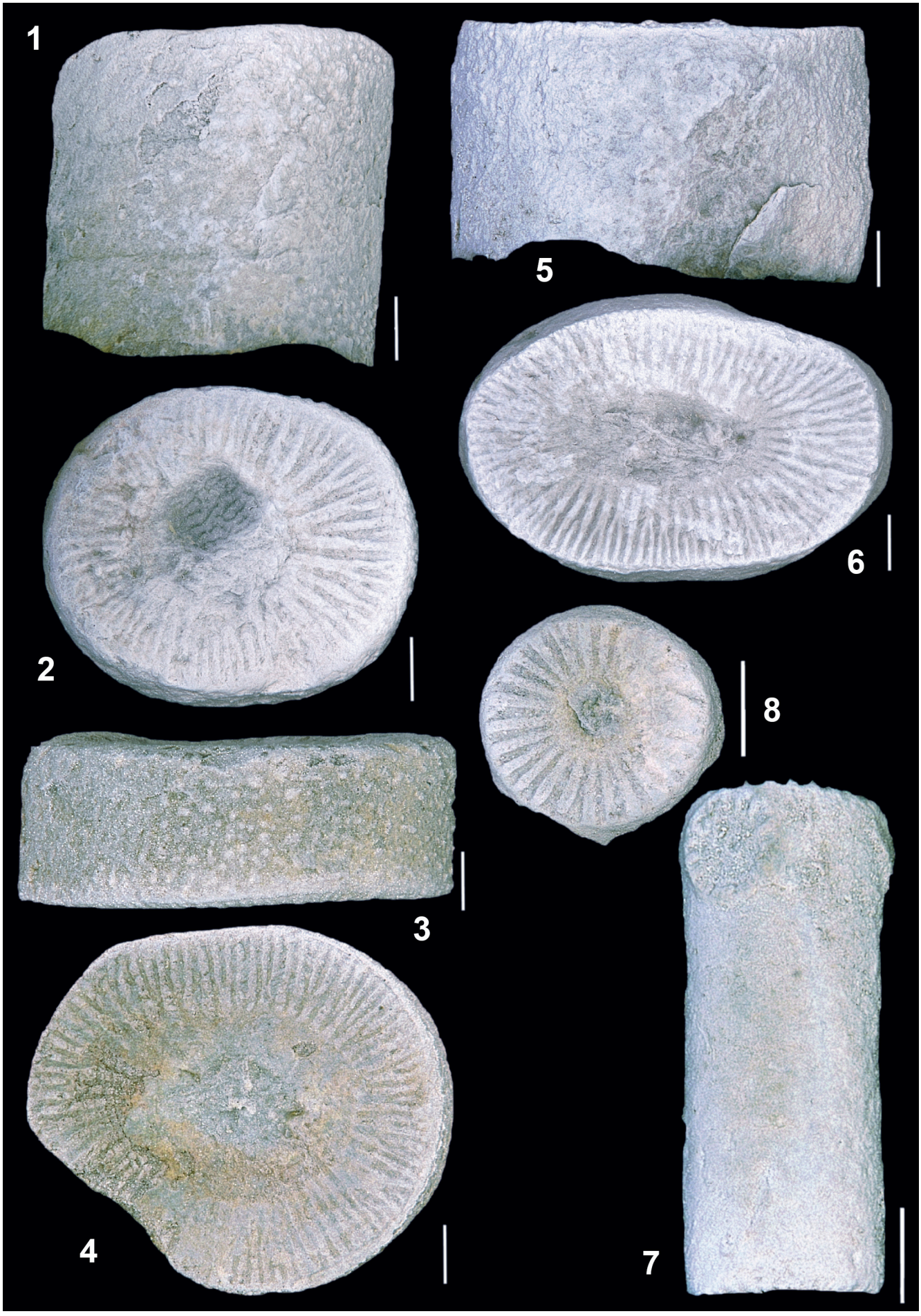
Fig. 5: Stielabschnitt (2 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240438, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240438, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 7–8: *Cyclocaudiculus* cf. *regularis* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 7: Stielabschnitt (1 Nodalium, 5 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240439, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240439, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.


1
5
6
2
8
3
4
7

Tafel 3

Figs. 1–2: *Cyclocrista* cf. *cheneyi* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 1: Stielabschnitt (2 Nodalia, 6 Internodalia) in Seitenansicht. Exemplar Nr. 09072017-240440, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240440, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: *Cyclocrista* cf. *lineolata* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Stielabschnitt in Seitenansicht (5 Nodalia, 4 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240441, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 4–6: *Floricyclus hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 4: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240447, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

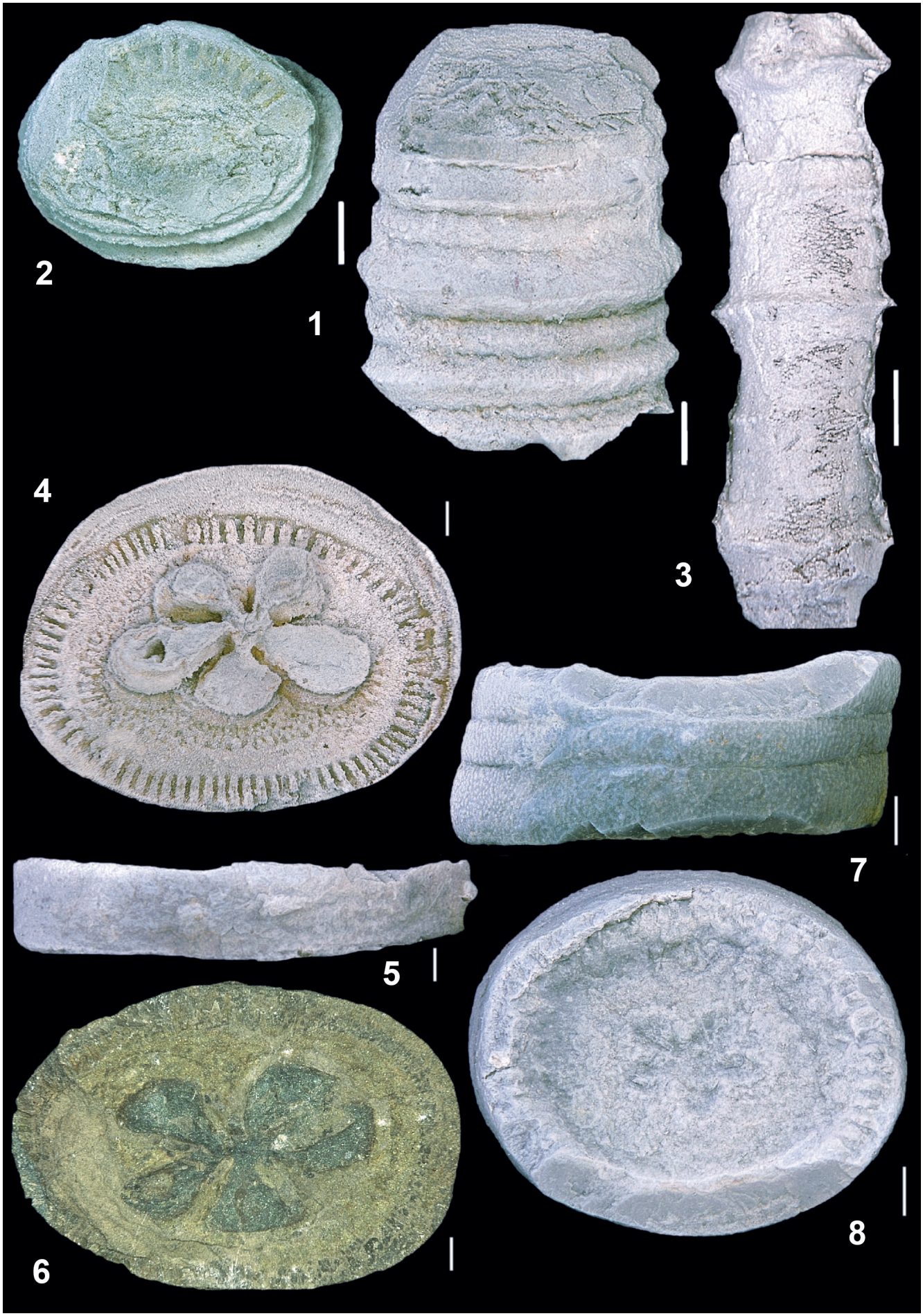
Fig. 5: Stielabschnitt in Seitenansicht (3 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240446, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240446, Sammlung SCHRAUT. Originaloberfläche. Maßstab: 1 mm.

Figs. 7–8: *Floricyclus* cf. *hebes* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 7: Stielabschnitt in Seitenansicht (3 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240448, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240448, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.


2
1
3
4
7
5
6
8

Tafel 4

Fig. 1: *Goniocion* cf. *gonimus* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Stielabschnitt in Seitenansicht (3 Nodalia). Exemplar Nr. 09072017-240449, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 2–6: *Graphosterigma grammodes* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 2: Stielabschnitt in Seitenansicht (13 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240450, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240450, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 4: Stielabschnitt in Seitenansicht (~20 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240451, Sammlung SCHRAUT. Originaloberfläche. Maßstab: 1 mm.

Fig. 5: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240451, Sammlung SCHRAUT. Originaloberfläche. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Stielabschnitt in Seitenansicht (11 Internodala). Exemplar Nr. 09072017-240452, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 7–8: *Heterostelechus* cf. *jeffordsi* MILLER, 1968 in MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 7: Stielabschnitt in Seitenansicht (4 Internodalia und 2 Nodalia). Exemplar Nr. 09072017-240453, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240453, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

1
2
3
4
5
6
7
8

Tafel 5

Figs. 1–2: *Leptocarphium* cf. *gracile* MOORE & JEFFORDS, 1968.

Fig. 1: Stielabschnitt in Seitenansicht (3 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240456, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240456, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 3–4: *Platycrinites*? sp. 2 sensu HAUDE & THOMAS, 1992.

Fig. 3: Stielabschnitt in Seitenansicht (3 Nodalia). Exemplar Nr. 09072017-240454, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

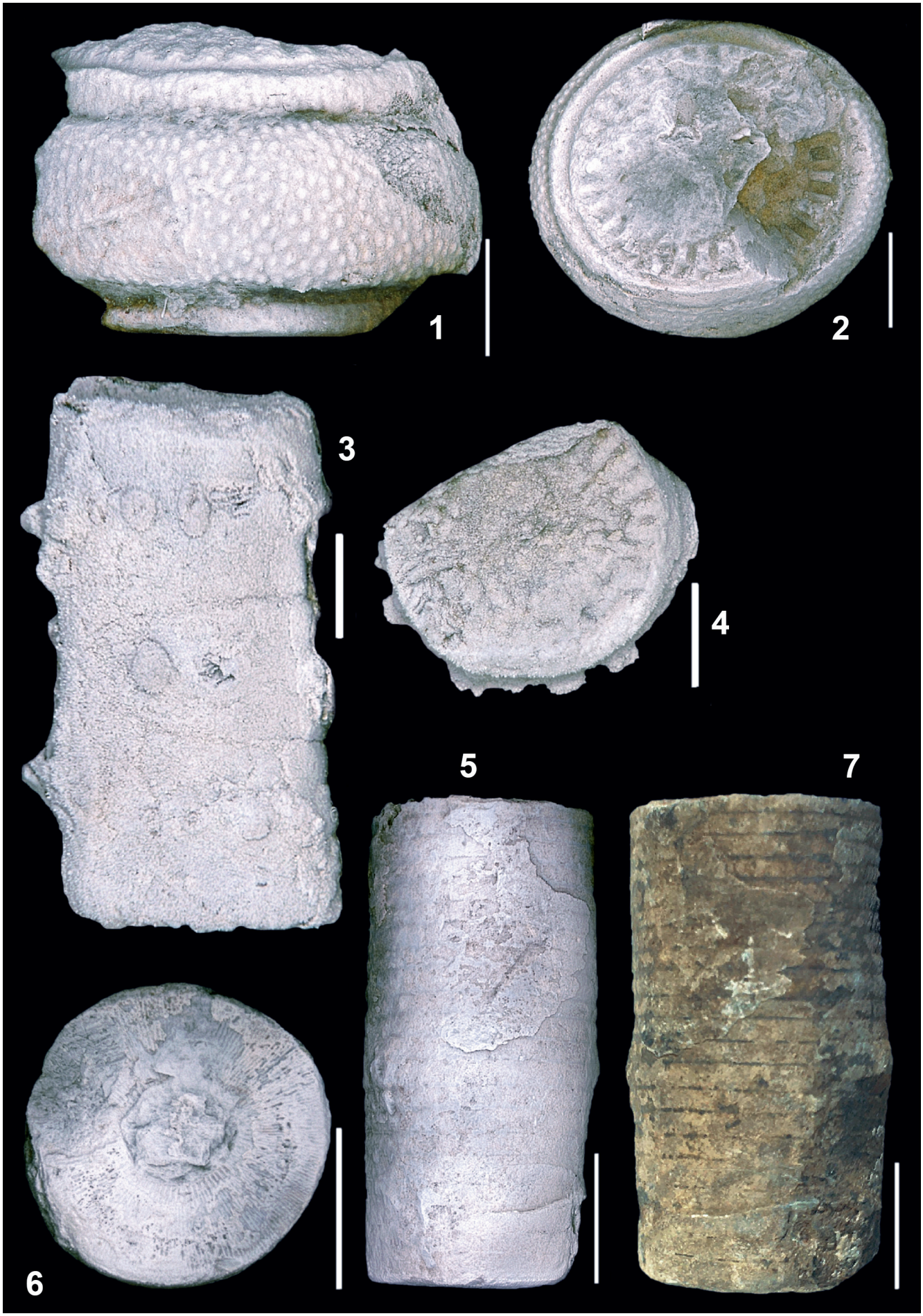
Fig. 4: Nodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240454, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 mm.

Figs. 5–7: *Rhabdocrinus* cf. *crassus* (MILLER, 1821).

Fig. 5: Stielabschnitt in Seitenansicht (21 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240455, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 cm.

Fig. 6: Internodalium in Aufsicht (Artikulationsfacette). Exemplar Nr. 09072017-240455, Sammlung SCHRAUT. Mit Aluminiumoxid geweißt. Maßstab: 1 cm.

Fig. 7: Stielabschnitt in Seitenansicht (21 Internodalia). Exemplar Nr. 09072017-240455, Sammlung SCHRAUT. Originaloberfläche. Maßstab: 1 cm.


1
2
3
4
5
6
7

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 207–225 | Wien, Dezember 2020

Trilobiten aus der Grenzland-Formation, mittlere Rattendorf-Gruppe (Sakmarium, Unterperm) der Karnischen Alpen (Österreich)

GUNNAR SCHRAUT*

5 Abbildungen, 3 Tabellen, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
198 Weißbriach / NL 33-04-10 Kötschach-Mauthen

Grenzlandbänke
Hüttenkofel
Trilobiten
Ditomopyge
Bedicella
Kärnten

Inhalt

Zusammenfassung . . . 207
Abstract . . . 207
Einführung . . . 208
  Einleitung . . . 208
  Geografische Lage und weitere Faunenbestandteile . . . 208
  Geologische und stratigrafische Übersicht . . . 209
Systematischer Teil . . . 210
  Bemerkungen zur Terminologie, Erhaltung, Vorgehensweise und Hinterlegung . . . 210
  Gattung *Ditomopyge* NEWELL, 1931 . . . 211
  Gattung *Bedicella* HAHN et al., 1990 . . . 214
Revision der Artenzusammenstellung permischer Trilobiten der Südalpen . . . 217
Altersdiskussion unterpermischer Trilobiten-Faunen aus den Karawanken und den Karnischen Alpen . . . 217
Dank . . . 218
Literatur . . . 218
Tafeln . . . 221

Zusammenfassung

Von einer neuen Fundstelle auf dem Wanderweg P417 zwischen Hüttenkofel und Hochwipfel, Karnische Alpen (Österreich), werden erstmals bestimmbare Trilobitenreste aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) bekannt gemacht. Es handelt sich um Reste von Pygidien, Cranidien und Freiwangen, welche *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002), *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002), *Ditomopyge* ? sp. und *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (HAHN et al., 1990) zugeordnet werden. Eine taxonomische und fundpunktmäßige überarbeitete Fassung der Übersicht aller bisher aus den Südalpen bekannten permischen Trilobiten-Taxa wird vorgestellt, die Altersstellung einzelner Fundpunkte wird diskutiert.

Trilobites from the Grenzland Formation, middle Rattendorf Group (Sakmarian, Lower Permian) from the Carnic Alps (Austria)

Abstract

From a new locality on the pathway P417 between Hüttenkofel and Hochwipfel, Carnic Alps (Austria), the first finds of trilobites – pygidia, cranidia and free cheeks – from the Grenzland Formation (Grenzlandbänke, Sakmarian, Lower Permian) which belong to *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002), *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002), *Ditomopyge* ? sp. and *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (HAHN et al., 1990). A revision on taxonomy and localities of trilobite species from the Permian of the Southern Alps is given, the stratigraphy of some locations of trilobites is discussed.

* GUNNAR SCHRAUT: Paul-Schneider-Gymnasium, Präses-Held-Straße 1 sowie Herzog-Wolfgang-Straße 9c, beides in 55590 Meisenheim am Glan, Rheinland-Pfalz, Deutschland. g.schraut@t-online.de

Einführung

Einleitung

Permtrilobiten gehören im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen zu den größten Seltenheiten. Sie wurden erstmals von Forke (1995) an Hand von Dünnschliffen aus dem Mikrofaziestyp 6 (schlecht sortierter, roter und grauer, hoch-diverser, bioklastischer wacke-/packstone) der Oberen Pseudoschwagerinenkalke genannt und belegt (vgl. Forke, 1995: 242, 245 und Taf. 18, Fig. 5, Probe RK/5), wobei der präzise Fundort unklar bleibt [vgl. Forke (1995: Abb. 3, hier drei Fundorte für die Proben RK und Abb. 5, wobei RK/5 auch von „*Proben aus anderen Teilen des Arbeitsgebietes*“ stammen und nicht nur aus dem „Profil Trogkar“!)].

Weiterhin werden von Krainer & Schaffhauser (2012) Trilobitenreste aus zwei gut datierbaren Proben des Zweikofelprofils nebenbei erwähnt, welche beide aus der Zweikofel-Formation (= Oberer Pseudoschwagerinenkalk, Probe ZK67 = oberes Hermagorium, *Sakmarella lubenbachensis-Robustoschwagerina nucleolata*-Zone = unteres Artinskium und Probe ZK215 = unteres Yakhtashium, *Chalaroschwagerina solita flocosa*-Zone = mittleres Artinskium) stammen. Der Nachweis gelang sehr wahrscheinlich gleichfalls an Hand von Dünnschliffen, wobei diese in der entsprechenden Publikation weder abgebildet, das heißt belegt, noch näher nach Gattung und Art bestimmt werden (vgl. Krainer & Schaffhauser, 2012: 68, 73 und Fig. 4).

Einen weiteren Hinweis auf Trilobiten aus dem Unterperm (Trogkofelkalk) des österreichischen Anteils der Karnischen Alpen liefern Schaffhauser et al. (2015: 291), allerdings ohne Beschreibungen, abbildungsmäßige Belege und präzise Fundortangaben.

Paraphillipsia? *carnica* Schraut, 2019, aus den roten Kalken der Zottachkopf-Formation, jüngste Rattendorf-Gruppe (höheres Artinskium) ist das erste beschriebene permische Taxon aus dem österreichischen Anteil der Karnischen Alpen (vgl. Schraut, 2019).

Eine Übersicht über die Erforschungsgeschichte, Vorkommen und das Alter unterpermischer Trilobiten in den gesamten Karnischen Alpen und Karawanken gibt Schraut (2019: 621–624, Abb. 4 und Tab. 1), wobei hier im Kapitel „Revision der Artenzusammenstellung“ zwei Fundpunkte ergänzend hinzugefügt werden.

Bei Aufsammlungen im Sommer 2019 konnte der Verfasser sowohl aus Lesesteinen als auch aus dem Anstehenden eines kleinen Profils, welches zwischen Hüttenkofel und Hochwipfel nahe einer Ostracodenfundstelle von Fohrer (1997) liegt (Fundpunkt HÜ/S), Trilobitenreste aus Kalken der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke) herauslösen. Da die Verkieselungen nicht sehr ausgeprägt sind, ist die Erhaltung nur mäßig, das heißt, es liegen fast nur sehr unvollständige Reste von wenigen Pygidien, Cranidien, dafür aber von vielen Freiwangen vor, welche durch ihren kräftig entwickelten Umschlag und den kompakten Wangenstacheln relativ stabil und dadurch erhaltungsfähiger sind. Da es sich hierbei um die ersten bestimmbaren Nachweise dieser Tiergruppe aus den Grenzlandbänken handelt, werden diese hier vorgestellt.

Geografische Lage und weitere Faunenbestandteile

Eine Übersicht der geografischen Lage des Fundgebietes geben die Abbildungen 1 und 2. Die Fundstelle „Hüttenkofel“ befindet sich direkt am bzw. auf dem Wanderweg P417 zwischen Hüttenkofel und Hochwipfel (2.195 m) etwa 120 m westlich der von Fohrer (1997) beschriebenen Fundstelle HÜ/S direkt neben einer konglomeratartigen Bank (Abb. 3). Aus den Lesesteinen auf dem Wanderweg bzw. dem dortigen Anstehenden liegen neben den

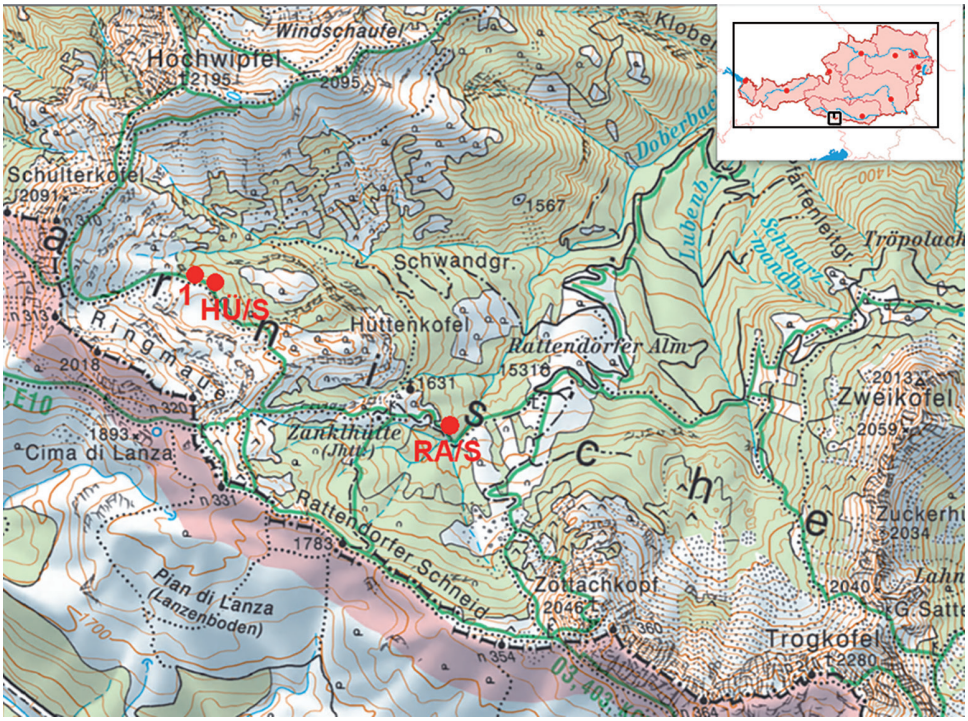


Abb. 1.
Geografische Übersicht über die Lage der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel“, „Lesesteine vom Wanderweg P417, ~120 m westlich Fundpunkt HÜ/S“. Entnommen, leicht verändert und ergänzt aus der *Österreichischen Karte 1:50.000 BMN / UTM 198 Weißbriach* (vgl. hierzu auch Fohrer, 1997: Abb. 1). **1** = Lage der Fundstelle. **HÜ/S** = Ostracodenfundstelle Hüttenkofel nach Fohrer (1997). **RA/S** = Ostracodenfundstelle Rattendorfer Alm nach Fohrer, 1997 (beides Fundpunkte aus der Grenzland-Formation, Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm).

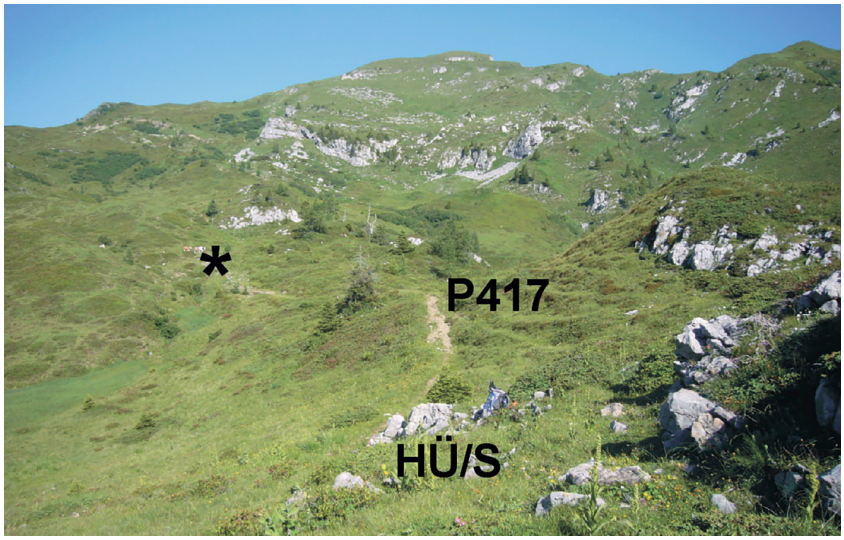


Abb. 2.
Übersichtsaufnahme der näheren Umgebung der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel“, Blick vom Fundpunkt HÜ/S in Richtung Westen (Aufnahme des Verfassers vom 04.07.2019, ergänzt). * = Lage der Fundstelle. **P417** = Wanderweg P417 zwischen Hüttenkofel und Hochwipfel. **HÜ/S** = Fundpunkt HÜ/S sensu Fohrer (1997).

Trilobitenresten noch Foraminiferen (Fusuliniden), fenestellide und astförmige Bryozoen, Ostracoden, Brachiopoden (Productiden, Rhynchonelliden), Bivalven, Gastropoden und Polyplacophoren vor.

Geologische und stratigrafische Übersicht

Die nähere Umgebung der Fundstelle besteht aus Ablagerungen der Rattendorf-Gruppe, wobei von Fohrer & Samankassou (2005: Fig. 1) keine genauere Unterscheidung in verschiedene Einheiten getroffen wird (vgl. hierzu auch Novak et al., 2019: Fig. 1b). Die geologisch-stratigrafische Zuordnung der Lesesteinfunde ist daher nicht ganz sicher. Sie erfolgt an Hand der geografischen Nähe zur Fundstelle HÜ/S sensu Fohrer (1997) (Abb. 1, 2), welche von ihr den Grenzlandbänken zugeordnet wird. Weiterhin zeigt die Geologische Karte von Schönlaub & Forke (2007) eine entsprechende Zuordnung in die Grenzland-Formation (Abb. 4), welche die Grenzlandbänke, das heißt, die sich in ihr befindlichen Kalkvorkommen, beinhalten. Auf Grund der Nähe der Fundstelle zu einer deutlich entwickelten Konglomeratbank (Abb. 3: „KB“) wird angenommen, dass es sich hierbei um den oberen Anteil der Grenzland-Formation handelt (vgl. hierzu Forke, 1995: 212; Schönlaub & Forke, 2007: Abb. 35, hier möglicherweise die Konglomerate zwischen 30 und 40 m). Allerdings liefern auch die vorliegenden Trilobiten deutliche Hinweise auf das Sakmarium, also ein unterpermisches Alter (siehe Kapitel „Altersdiskussion unterpermischer Trilobiten-Faunen aus den Karawanken und den Karnischen Alpen“).

Bei der Grenzland-Formation handelt es sich, im Gegensatz zu der fast ausschließlich kalkig entwickelten, sie unterlagernden Schulterkofel-Formation (= Untere Pseudoschwagerinenkalke) und der sie überlagernden Zweikofel-Formation (= Obere Pseudoschwagerinenkalke), um eine etwa

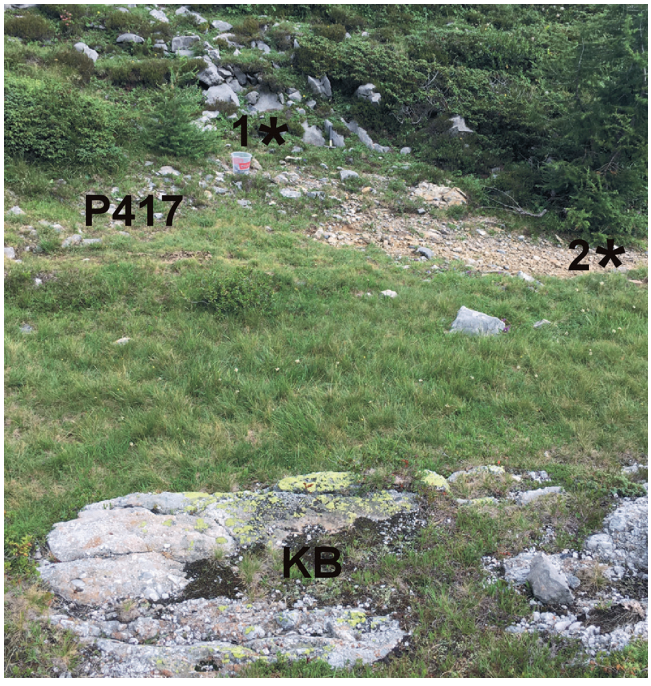


Abb. 3.
Detailaufnahme der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel“. Blick von Süden nach Norden (Aufnahme des Verfassers vom 04.07.2019, ergänzt). **1** = Lage der Fundstelle (Basis des Anstehenden). **2** = Lage der Lesesteine auf dem Wanderweg P417. **KB** = Konglomeratbank.

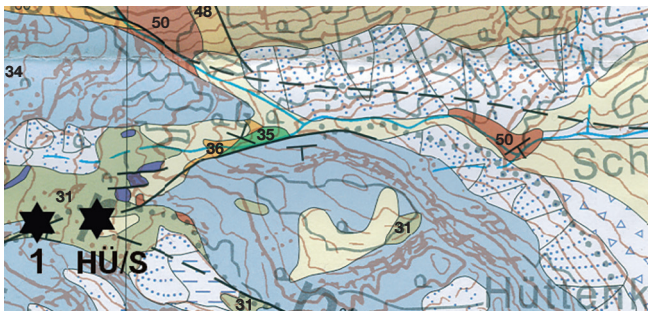


Abb. 4.
Ausschnitt aus der Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:12.500, West von Schönlaub & Forke (2007). **1** = Lage der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel“. **HÜ/S** = Fp. Hüttenkofel nach Fohrer (1997). **31** (hellgrün) = Grenzland-Formation (unteres Asselium bis oberstes Sakmarium, Unterperm), **32** (dunkelblau) = Kalke innerhalb der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke), **34** (hellblau) = Schulterkofel-Formation (= Unterer Pseudoschwagerinenkalk), **35** (dunkelgrün) = Schiefer-/Konglomeratlage innerhalb der Schulterkofel-Formation, **36** (gelbbraun) = Auernig-Formation (graubrauner Siltschiefer und Sandstein; Ober-Karbon), **48** (= hellbraun) = Zollner-Formation (Lydit, Radiolarit, kieselige Schiefer; Devon), **50** (= dunkelbraun) = Bischofalm-Formation (schwarzer Graptolithenschiefer, Lydit, Schiefer; Silur bis Unter-Devon), hellgelb = Grundmoräne.

125 m mächtige zyklische Wechselfolge von überwiegend flachmarinen, klastischen Sedimenten (quarzreiche Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine-Tonschiefer) mit einem nur geringen Anteil fossilführender, geringmächtiger Kalke (vgl. KRAINER, 1995: 689, siehe Definition und weitere Informationen in NOVAK et al., 2019: 255–258) mit zum Teil verkieselter Fauna (vgl. FOHRER, 1997: 133–134). Sie reicht nach NOVAK et al. (2019) vom unteren Asselium bis in das untere Sakmarium. Nach KRAINER & DAVYDOV (1998: 653, Fig. 2) wird die Grenzland-Formation etwa vom mittleren bis in das obere Asselium verlegt (vgl. hierzu auch FORKE, 1995: Tab. 9). Nach FORKE (2000: Fig. 3) liegt die Altersspanne der Grenzland-Formation hingegen von der Basis des Asseliums bis in das untere Sakmarium, nach KRAINER et al. (2009: Fig. 1) bis in das mittlere Sakmarium.

Nach KRAINER & SCHAFFHAUSER (2012: Fig. 13) wird die Basis in das mittlere Asselium, der Abschluss in das oberste Sakmarium verlegt.

Nach SCHAFFHAUSER et al. (2015: Fig. 2) beginnt die Grenzland-Formation im unteren Asselium und reicht bis in das oberste Sakmarium.

NOVAK et al. (2019: Fig. 2) und KRAINER et al. (2019: Fig. 13) legen die Basis der Grenzland-Formation an die Basis des Asseliums, welche bis an die Oberkante des Sakmariums reicht.

Eine Übersicht weiterer Autoren, welche über die lithostratigrafische Gliederung der oberkarbonisch-unterpermischen Schichtenfolge zwischen 1895 und 2006 in den Karnischen Alpen gearbeitet haben, siehe bei SCHÖNLAUB & FORKE (2007: Abb. 13). Eine stratigrafische Übersicht der bisher aus dem Unterperm der österreichischen Karnischen Alpen aufgefundenen Trilobiten gibt Abbildung 5.

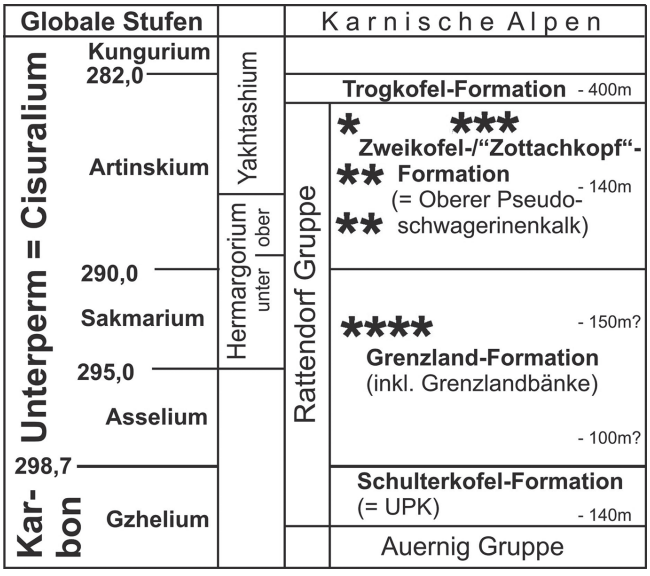


Abb. 5.
Übersicht über die stratigrafische Lage der Trilobitenfundpunkte im Unterperm (Sakmarium, Artinskium) des österreichischen Anteils der Karnischen Alpen. * = Lage des ersten Trilobitennachweises (vgl. FORKE, 1995: 242, 245, Taf. 18, Fig. 5, Abb. 5: Probe RK/5). ** = Lage zweier weiterer Trilobitennachweise (vgl. KRAINER & SCHAFFHAUSER, 2012: 68, 73, Fig. 4). *** = Lage des Fundpunktes „Troghöhe" (2.016 m) (vgl. hierzu SCHRAUT, 2019: Abb. 4). **** = Lage der neuen Fundstelle „Hüttenkofel". UPK = Unterer Pseudoschwagerinenkalk. Entnommen aus, verändert und ergänzt nach SCHAFFHAUSER et al. (2015: Fig. 14), NOVAK et al. (2019: Fig. 2) und SCHRAUT (2019: Abb. 4) [vgl. hierzu auch DAVYDOV et al. (2013: Fig. 5) sowie KRAINER et al. (2019: Fig. 13)].

Systematischer Teil

Bemerkungen zur Terminologie, Erhaltung, Vorgehensweise und Hinterlegung

Für die Beschreibung des Trilobitenpanzers bzw. dessen Einzelteile wird in dieser Arbeit die Terminologie von HAHN & HAHN (1975: Abb. 1a) verwendet (vgl. hierzu auch VANDERLAAN & EBACH, 2015: Fig. 3, aber auch MÜLLER & HAHN, 2018: Abb. 3). Die hier vorliegenden Trilobitenreste wurden alle mit Hilfe von Salzsäure aus Kalken, welche eine Fauna mit nur schwacher Verkieselung aufweisen, herausgelöst. Daher ist die Erhaltung, besonders der Schalenoberflächen, nicht immer gut. Auf der anderen Seite liegen dadurch aber dreidimensional erhaltene Schalen-Exemplare vor, die sich wesentlich besser beschreiben, zuordnen und vergleichen lassen, als zum Beispiel die aus dem klastischen karnischen Oberkarbon von Österreich beschriebenen Steinkern-Exemplare (vgl. hierzu z.B. die in HAHN & HAHN, 1987 gemachte Zusammenstellung von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* G. HAHN & BRAUCKMANN, 1975). Bei der Bestimmung der vorliegenden Exemplare ist es naheliegend, diese zuerst mit den zeitlich und räumlich eng benachbarten Formen aus den Karawanken (Slowenien) und den westlichen Karnischen Alpen (Forni Avoltri, Italien) zu vergleichen. Darunter fallen besonders die Formen von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* G. HAHN & BRAUCKMANN, 1975 aus dem Unterperm der Karawanken (Slowenien), von denen zwar vier gute Arten und drei unter offener Nomenklatur gestellte Formen bekannt sind (vgl. hierzu HAHN et al., 2002: Tab. 2; SCHRAUT, 2019: Tab. 1), von denen aber zum einen jeweils nur ein bis maximal drei Exemplare vorliegen und zum anderen von allen Taxa jeweils immer nur das Pygidium nachgewiesen ist. Drei der vier von HAHN et al. (1990) und HAHN et al. (2002) errichteten neuen Arten von *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* G. HAHN & BRAUCKMANN, 1975 sind daher Monotypen, es fehlen Möglichkeiten, eine vorhandene Variabilität mit einzubeziehen, was wiederum einen Vergleich erschwert.

Von den insgesamt 137 Trilobitenresten liegen nur wenige bestimmbare Pygidien vor. Die übrigen Reste, sowohl Cranidien als auch Pygidien, sind so schlecht erhalten, dass sie hier nur aufgelistet werden (Tab. 1). Drei der vorliegenden Pygidien lassen sich, trotz ihrer fragmentarischen Erhaltung, an Hand zum Teil sehr charakteristischer Merkmale recht gut mit schon bekannten Taxa aus dem Unterperm (Sakmarium) der Karawanken (Slowenien) vergleichen und zuordnen. Eine der vorliegenden Freiwangen wird, da sie einigermaßen vollständig erhalten ist, gleichsam beschrieben und abgebildet. Weitere Freiwangen werden dargestellt, um ihre Häufigkeit vor Ort zu belegen. Eine weitere Suche nach mehr Material von dieser Fundstelle ist für die kommenden Jahre geplant.

Alle Aufnahmen der Trilobiten wurden mit einer Digitalkamera der Marke „Digital-Microscope VHX 500 F" des Unternehmens Keyence am Fachbereich Geologie & Mineralogie der Universität zu Köln (Deutschland) erstellt.

Das hier dargestellte Material befindet sich in der Sammlung des Autors und wird zu gegebener Zeit an das Landesmuseum für Kärnten in Klagenfurt (Österreich) übergeben.

Trilobiten-Taxa / Panzerteile	Cr	Py	Fr	Ws	Hy	Rs	Pr	sonst.	∑
Bedicella sp. aff. *zephyr*	-	4	-	-	-	-	-	-	**4**
Ditomopyge (s.l.) cf. *pocivalensis*	-	1	-	-	-	-	-	-	**1**
Ditomopyge (s.l.) cf. *pristavensis*	-	1	-	-	-	-	-	-	**1**
Ditomopyge ? sp.	5	10	13	20	2	38	32	11	**131**
Gesamt	**5**	**16**	**13**	**20**	**2**	**38**	**32**	**11**	**137**

Tab. 1.
Übersicht über die Verteilung der Trilobitenreste am neuen Fundpunkt „Hüttenkofel". **Cr** = Cranidienreste, **Py** = Pygidienreste, Fr = Freiwangenreste, **Ws** = ± isolierte Wangenstachelreste, **Hy** = Hypostomreste, **Rs** = Reste vom Randsaum, **Pr** = Reste von Pleuren, **sonst.** = nicht genauer bestimmbare Bruchstücke.

Familie Phillipsiidae (Oehlert, 1886), Hahn, Hahn & Brauckmann, 1980

Unterfamilie Ditomopyginae Hupé, 1953

Bemerkungen: Eine ausführliche Übersicht über die Erforschungsgeschichte, Phylogenie, Herkunft inklusive einer revidierten Diagnose der Ditomopyginae Hupé, 1953, sowie eine differenzierende Darstellung der fünf verschiedenen Ditomopyginae-Zweige findet man bei Hahn & Hahn (1991: 153–160).

Gattung *Ditomopyge* Newell, 1931

Typus-Art: *Ditomopyge lansingensis* Newell, 1931 [= *Phillipsia (Griffithides) scitula* Meek & Worthen, 1865 (subjektives Synonym nach Hahn & Hahn, 1991: 161, vgl. hierzu auch Gandl 2011: 64)].

Diagnose (revidiert): Hahn & Hahn (1991: 161).

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Hahn & Hahn (1991: 161–162).

Bemerkungen: Neben der ausführlichen Darlegung der Ditomopyginae Hupé, 1953 wird von Hahn & Hahn (1991: 161–162) auch auf die namengebende Gattung intensiv eingegangen. Weiterhin stellen sie eine revidierte Diagnose für *Ditomopyge* Newell, 1931 auf und legen noch die Verbreitung und Beziehungen dar, wobei hier eine Unterscheidung zwischen *Ditomopyge* Newell, 1931 und *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* G. Hahn & Brauckmann, 1975 an Hand von Merkmalen sowohl am Cranidium (nicht eingetiefter versus eingetiefter Präoccipital-Lobus), als auch am Pygidium [Rhachis im Querschnitt (noch) nicht versus (schon) trapezoedrisch geformt, Anzahl Rhachis-Ringe und Rippen-Paare geringer versus höher] vorgenommen wird. Auf Grund von Übergangsformen ist allerdings eine exakte Abgrenzung ohne Revision der russischen *Ditomopyge*-Arten nicht möglich (vgl. hierzu Hahn & Hahn, 1991: 161).

Andere Autoren diskutieren in diesem Zusammenhang die Merkmalsunterschiede der zwei bzw. drei Untergattungen innerhalb von *Pseudophillipsia* Gemmellaro, 1892 (vgl. hierzu u.a. G. Hahn & Brauckmann, 1975: 118–119; Kobayashi & Hamada, 1984a: 1–2, 1984b: 50–51, 56–57; Lerosey-Aubril & Angiolini, 2009: 432; Lerosey-Aubril, 2012: 1032).

Im Gegensatz dazu wird von Gandl (2011) die Untergattung *Carniphillipsia* G. Hahn & Brauckmann, 1975 aus der Gattung *Pseudophillipsia* Gemmellaro, 1892 in die Gattung *Ditomopyge* Newell, 1931 versetzt und dies ausführlich begründet (vgl. hierzu Gandl, 2011: 72–73). Infolgedessen werden von ihm auch die unterpermischen *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)*-Arten aus den Karawanken (Slowenien) der Gattung *Ditomopyge* Newell, 1931 zugeordnet. Dieser Ansicht wird hier gefolgt (vgl. hierzu auch Tabelle 3).

Da die letzte zusammenfassende Darstellung der Gattung nun schon 50 Jahre zurückliegt (vgl. hierzu Hahn & Hahn, 1970: 171–190), wäre eine erneute Zusammenstellung aller bisher vorhandenen Taxa der Ditomopyginae Hupé, 1953 in Form eines „Catalogus trilobitorum cum figuris", wie er in den vergangenen Jahren schon für etliche karbonische und permische Trilobitenfamilien durchgeführt wurde, sehr wichtig und sehr wünschenswert (vgl. hierzu Hahn & Hahn, 2008, 2015, 2016; Hahn & Müller, 2019).

Ditomopyge (Carniphillipsia) G. Hahn & Brauckmann, 1975

Typus-Art: *Pseudophillipsia ogivalis* Gauri, 1965.

Bisher bekannte Arten, zeitliche und räumliche Verbreitung: Hahn & Hahn (1987: 588); Hahn et al. (1989: 135); Gandl (2011: 71–72).

Diagnose: Hahn & Hahn (1987: 588).

Diskussion: Gandl (2011: 72).

Ditomopyge (Carniphillipsia) pocivalensis (Hahn et al., 2002)

Holotypus, locus typicus, stratum typicum, zeitliche und räumliche Verbreitung: Hahn et al. (2002: 107).

Diagnose: Hahn et al. (2002: 107).

Ditomopyge (s.l.) cf. *pocivalensis* (Hahn et al., 2002)

(Taf. 1, Figs. 1–3)

Morphologie

Pygidium: Exemplar Nr. 04072019-240393 der Sammlung Schraut.

Maße: Erhaltene Länge ~6,0 mm, Breite ~6,0 mm, Höhe ~4,0 mm.

Erhaltung: Schalenexemplar eines unvollständigen Pygidiums. Erhalten ist nur der terminale Anteil des Pygidiums mit elf Rhachis-Ringen und der rechte Pleuralbereich mit

sechs Rippenpaaren. Daher ist sowohl die Gesamtlänge als auch Gesamtbreite und Gesamthöhe wie auch die Anzahl der Rhachis-Ringe und Rippenpaare nicht genau ermittelbar.

Dorsalansicht (Taf. 1, Fig. 1): Umriss wahrscheinlich relativ kurz, breit-gerundet, Quotient Breite : Länge nicht ermittelbar, Hinterende spatelförmig, leicht zugespitzt.

Rhachis breit, nach hinten sich nur langsam verschmälernd, Hinterende breit-gerundet, Medianbereich fast kontinuierlich gerundet in die Lateralbereiche übergehend, keine horizontale Plattform bildend und nicht kantig in diese umbiegend, mit mindestens elf Rhachis-Ringen, diese median deutlich entwickelt, lateral verlöschend, den Randsaum berührend. Dorsal-Furchen nicht eingeschnitten, Rhachis allerdings durch einen deutlichen Knick in den Pleuralbereich umbiegend und dadurch deutlich vom Pleuralfeld abgesetzt.

Pleuralfeld breit, adaxialer Bereich der Pleuralfelder horizontal gestellt, abaxialer Bereich stark nach unten abgebogen, mit mindestens sechs Rippenpaaren, Rippen halbrund im Querschnitt, nach hinten an Deutlichkeit abnehmend, durch die breiten, sehr deutlich eingeschnittenen Pleuralfurchen voneinander getrennt. Rippenfurchen aus erhaltungstechnischen Gründen nicht erkennbar.

Randsaum deutlich entwickelt, breit, fast horizontal verlaufend, ohne Saumfurche, nach hinten nicht schmaler werdend, proximal mit sehr feinen Terrassenlinien versehen, terminal an Dichte zunehmend, hier etwa vier bis fünf deutlich entwickelte Terrassenlinien sichtbar. Oberfläche auf Grund der Anätzungen nicht sicher ermittelbar, möglicherweise mit relativ groben und weit stehenden Knötchen besetzt.

Seitenansicht (Taf. 1, Fig. 2): Pygidium möglicherweise mäßig stark gewölbt, Gesamthöhe sowie das Verhältnis von Rhachis zu den Pleuralfeldern nicht feststellbar, wahrscheinlich Rhachis deutlich zu den Pleuralfeldern dominierend.

Rhachis im hinteren Bereich nur schwach gewölbt, kontinuierlich zum Hinterende hin abfallend, dahinter gleichmäßig, schwach konkav in den terminal breiten Randsaum übergehend.

Rhachis-Ringe zentral deutlich, in Richtung des Pleuralfeldes nur noch undeutlich erkennbar, dort verlöschend.

Pleuralfeld proximal fast horizontal, nahe der Rhachis deutlich eingefurcht, in Richtung Randsaum hin deutlich gerundet abfallend, dort nur undeutlich hervortretend, durch einen Knick vom Randsaum abgesetzt.

Randsaum breit, schwach konkav eingemuldet, nur durch die ausklingenden Rippen abgesetzt, aber deutlich hervortretend, am Hinterende im Querschnitt spitz gerundet, an den Seiten hingegen gerundet-dreieckig gestaltet, Unterrand des Randsaumes deutlich entwickelt, mit deutlichen Terrassenlinien versehen, etwa zehn Stück, welche ± randparallel verlaufen.

Hinteransicht (Taf. 1, Fig. 3): Rhachis breit-elliptisch im Querschnitt, mit gleichmäßig gerundetem Medianbereich. Pleuralfelder im adaxialen Bereich horizontal gestellt, auf etwa halber Länge (tr.) steil nach unten abbiegend, Bereich zum Randsaum nicht erhalten. Randsaum sehr breit, zweigeteilt, Unterseite deutlich entwickelt, mit etwa zehn deutlich entwickelten Terrassenlinien, Oberseite mit wenigen Terrassenlinien versehen.

Bemerkungen: Der vorliegende Pygidiumrest ist in Dorsalansicht durch ein leicht zugespitztes Hinterende, einen auch am Hinterende sehr breiten Randsaum, eine in Seitenansicht nur mäßig steil und kontinuierlich nach hinten hin abfallende Rhachis und einen sehr breiten, mit deutlich entwickelten Terrassenlinien versehenen Unterrand des Randsaumes gekennzeichnet. Er stimmt darin auffallend gut mit *Ditomopyge (Carniphillipsia) pocivalensis* (Hahn et al., 2002) aus dem Trogkofelkalk (Sakmarium, Unterperm) vom Fundpunkt Spodnja počivala nahe Jesenice (Slowenien) überein (vgl. hierzu Hahn et al., 2002: Abb. 8a–b und Taf. 1, Figs. 11a–b). Besonders die zeichnerische Darstellung bei Hahn et al. (2002: Abb. 8b) zeigt ein in meinen Augen wesentliches Merkmal, nämlich den in Seitenansicht besonders terminal deutlich verdickten, mit zahlreichen und deutlich hervortretenden Terrassenlinien versehenen Unterrand des Randsaumes, den in dieser Art keine weitere *Ditomopyge (Carniphillipsia)*-Form besitzt. Dieser ist zwar auf der Tafel-Abbildung bei Hahn et al. (2002: Taf. 1, Fig. 11b) nicht erkennbar, wird aber in der Beschreibung des Taxons mehrfach explizit genannt (vgl. hierzu Hahn et al., 2002: 107, 108). Diesem Merkmal kommt eine für die Artzuordnung große Bedeutung zu und sollte in einer zukünftigen, ergänzten Form der Diagnose der Art mit aufgenommen werden.

Eine präzise artliche Zuordnung wird durch die sehr unvollständige Erhaltung des vorliegenden Exemplars erschwert, so dass ich sie nur unter offener Nomenklatur zuordne. Ob es sich hierbei um eine neue Unterart handelt, kann nur durch besser erhaltenes Material beider Taxa belegt oder widerlegt werden.

Ditomopyge (Carniphillipsia) pristavensis (Hahn et al., 2002)

Holotypus, locus typicus, stratum typicum, zeitliche und räumliche Verbreitung: Hahn et al. (2002: 106).

Diagnose: Hahn et al. (2002: 107).

Ditomopyge (s.l.) cf. *pristavensis* (Hahn et al., 2002)

(Taf. 1, Figs. 4–6)

Morphologie

Pygidium: Exemplar Nr. 04072019-240429 der Sammlung Schraut.

Maße: Erhaltene Länge ~7,0 mm, Breite ~4,0 mm, Höhe ~4,0 mm.

Erhaltung: Schalenexemplar eines sehr unvollständig erhaltenen Pygidiums. Vorhanden ist nur der hintere und mittlere linke Randsaum und das linke Pleuralfeld sowie das Hinterende der Rhachis mit drei Rhachis-Ringen. Daher ist sowohl die Gesamtlänge als auch -breite und -höhe wie auch die Anzahl der Rhachis-Ringe überhaupt nicht und die der Rippenpaare nicht genau ermittelbar.

Dorsalansicht (Taf. 1, Fig. 4): Umriss wahrscheinlich relativ schlank, länglich-gerundet, Quotient Breite : Länge nicht ermittelbar, Hinterende schmal-gerundet. Rhachis-Ende breit, Hinterende breit-gerundet, drei der terminalen Rhachis-Ringe erhalten, diese steil nach hinten hin abfallend, schmal, deutlich an Hand der Rhachis-Furchen erkennbar.

Pleuralfeld breit, adaxialer Bereich der Pleuralfelder horizontal gestellt, abaxialer Bereich stark nach unten abgebogen, mit mindestens 11–12 Rippenpaaren, Rippen halbrund im Querschnitt, nach hinten an Deutlichkeit abnehmend, durch die breiten, sehr deutlich eingeschnittenen Pleuralfurchen voneinander getrennt. Rippenfurchen bis zu den hinteren Rippen deutlich erkennbar.

Randsaum deutlich entwickelt, mäßig breit, fast horizontal verlaufend, ohne Saumfurche, durch die ausklingenden Rippen abgesetzt, vorne sehr schmal, nach hinten deutlich an Breite zunehmend, diese im mittleren und hinteren Bereich am größten, terminal am Hinterende wieder deutlich schmaler werdend, proximal ohne, nur im hinteren Bereich terminal mit sehr feinen, randparallelen Terrassenlinien versehen, hier nur 1–2 davon sichtbar.

Oberfläche des Pleuralfeldes sehr wahrscheinlich mit einer sehr feinen Granulierung versehen, welche entlang der Rippenfurchen am deutlichsten erscheint.

Seitenansicht (Taf. 1, Fig. 5): Pygidium möglicherweise mäßig stark gewölbt, Gesamthöhe sowie das Verhältnis von Rhachis- zu Pleuralfeld-Höhe nicht ermittelbar, wahrscheinlich Rhachis deutlich höher als Pleuralfelder. Rhachis am Hinterende sehr deutlich, fast senkrecht abfallend, kontinuierlich und schwach konkav in den Randsaum übergehend. Pleuralfeld erscheint relativ flach, proximal fast horizontal, in Richtung Randsaum deutlich gerundet abfallend, dort nur durch einen Knick vom Randsaum abgesetzt. Randsaum breit, nach außen hin abfallend, gut gerundet in die mit gleichem Winkel nach unten-innen hin reichende Unterseite übergehend. Unterseite vorne schmal, zur Mitte hin deutlich an Breite zunehmend, nach hinten hin dann wieder deutlich schmaler werdend. Im Bereich der größten Dicke auf der Unterseite mit bis zu 5–7 ± randparallelen, deutlich entwickelten Terrassenlinien, auf der Oberseite nur mit 1–2 dazu sehr schwach entwickelten Terrassenlinien versehen. Randsaum terminal schmal, schräg nach hinten hin abfallend, gut gerundet in die Unterseite übergehend. Oberfläche wie bei der Dorsalansicht.

Hinteransicht (Taf. 1, Fig. 6): Rhachis-Querschnitt nicht genau ermittelbar. Pleuralfelder im adaxialen Bereich horizontal gestellt, auf etwa halber Länge (tr.) gut gerundet und steil nach unten abbiegend, gegen den Randsaum wieder sanft in diesen umbiegend. Randsaum schmal, zweigeteilt, Oberseite schräg nach außen-unten gerichtet, mit 2–3 Terrassenlinien, Unterseite deutlich entwickelt, mit etwa 5–7 deutlich entwickelten Terrassenlinien.

Bemerkungen: Von der am gleichen Fundpunkt vorkommenden *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (Hahn et al., 2002) unterscheidet sich die hier beschriebene Form in der Dorsalansicht besonders hinsichtlich ihres schmaleren Habitus, dem schlank-gerundeten, nicht zugespitzten Hinterende, den deutlich schmaleren und nicht konkav eingemuldeten terminalen Bereich des Randsaumes und in Seitenansicht besonders durch das nicht flache, sondern sehr steile Abfallen der Rhachis an ihrem Hinterende.

Auch in diesem Fall kann nur weiteres, besser erhaltenes Material von beiden Taxa eine vollständige artliche Übereinstimmung belegen oder widerlegen.

Ditomopyge ? sp.

(Taf. 1, Figs. 7–10)

Morphologie

Freiwange (Taf. 1, Figs. 7–10): Exemplar Nr. 04072019-240374 der Sammlung Schraut.

Maße: Länge ~4,8 mm, Breite ~1,6 mm, Höhe ~1,2 mm.

Erhaltung: Schalenexemplar einer fast vollständig erhaltenen Freiwange. Der Bereich zwischen γ und ε fehlt.

Dorsalansicht (Taf. 1, Fig. 7): Verlauf der Facial-Sutur gut erkennbar, bei β breit-gerundet, Abschnitt β–γ lang, gerade, bei γ sanft in den Augendeckel umbiegend. Auge lang, δ nicht erhalten, durch einen Knick von ε abgesetzt, durch einen weiteren, sehr schwachen Knick nach außen in den Bereich des Wangenstachels übergehend. Auge relativ lang, deutlich vorgewölbt, Ocellen größtenteils erhalten. Augenfurche breit und tief. Wangenfeld vorne schmal, sich erst hinter δ (exsag.) verbreiternd. Außensaum sehr deutlich hervortretend, breit und wulstig, vorne auch die Unterseite zeigend, diese kräftig entwickelt. Von der breiten, aber relativ flachen Außensaum-Furche zunächst sanft ansteigend, sodann in gerundetem Bogen kräftig nach unten abgebogen, so dass der äußere Abschnitt stark vertikal gestellt ist, der Außenbereich der Freiwange ist mit etwa acht Terrassenlinien besetzt. Der Hintersaum ist mäßig breit (exsag.), die Hintersaum-Furche ist schmaler als die Außensaum-Furche, aber individualisierter als diese. Der Hinterrand der Freiwange biegt außerhalb von χ nach hinten um. Wangenstachel relativ kurz und recht massiv, deutlich nach hinten-innen gebogen, das heißt sichelförmig gestaltet, mit einer kurzen, deutlich schmaleren abgestumpften Spitze (= Acron genalis, vgl. Müller & Hahn, 2018: Abb. 3c) versehen (vgl. hierzu besonders auch Taf. 1, Figs. 7–9), zumindest am Außensaum sowie auch am Außenrand des Wangenstachels mit Terrassenlinien versehen, Oberfläche, soweit erkennbar, glatt.

Seitenansicht (Taf. 1, Figs. 8–10): Freiwange mäßig langgestreckt, vom sehr breiten Randsaum dominiert, dieser fast die halbe Höhe der Freiwange erreichend, gut gerundet, von vorne nach hinten hin kaum an Breite abnehmend, in den relativ kurzen, aber massiven Wangenstachel übergehend, dieser etwa nach der Hälfte seiner Länge leicht nach hinten oben hin ansteigend, mit einer kurzen, aber deutlich erkennbaren, schmaleren Spitze (= Acron genalis) versehen. Terrassenlinien nur partiell erkennbar, wahrscheinlich ca. acht Stück, welche von der Freiwange bis an das Ende des Wangenstachels reichen. Wangenfeld schmal, länglich, Auge relativ groß, Ocellen des Auges größtenteils vorhanden, Augensaum-Furche schmal aber deutlich, Auge auf einem niedrigen Sockel leicht erhöht. Oberfläche glatt.

Bemerkungen: Wie schon eingangs erwähnt, liegen aus den benachbarten Fundpunkten sowohl in den Karawanken (Slowenien), aber auch aus den westlichen Karnischen Alpen (Forni Avoltri, Italien) meist Pygidien, aber nur we-

nige Freiwangen zum Vergleich vor. Bekannt sind diese von *Bedicella cicatricosa cicatricosa* HAHN et al., 1990, *Bedicella cicatricosa batici* HAHN et al., 2002, *Cummingella (Cummingella) slovenica* HAHN et al., 1990 und *Neogriffithides (Neogriffithides) pecensis* HAHN et al., 1990, alle aus dem Unterperm (Sakmarium) der Karawanken (Slowenien), welche alle abgerundete Wangenecken, aber keine Wangenstacheln besitzen und folglich für einen direkten Vergleich entfallen (vgl. hierzu HAHN et al., 1990: Taf. 1, Figs. 1a und 5a für *Cummingella (Cummingella) slovenica* HAHN et al., 1990; Taf. 2, Fig. 1a für *Neogriffithides (Neogriffithides) pecensis* HAHN et al., 1990; Taf. 2, Fig. 2b für *Bedicella (Bedicella) cicatricosa cicatricosa* HAHN et al., 1990 und HAHN et al., 2002: Taf. 1, Figs. 2b, 3, 4 für *Bedicella (Bedicella) cicatricosa batici* HAHN et al., 2002).

Wangenstacheln von *Pseudophillipsia* GEMMELLARO, 1892 bzw. *Ditomopyge* NEWELL, 1931 liegen generell nur selten vor (vgl. KOBAYASHI & HAMADA, 1980: 193). Aus den Karnischen Alpen und den Karawanken sind sie, wie erwähnt, bisher unbekannt. Daher ist ihr häufiges Auftreten hier am Fundpunkt „Hüttenkofel“ bemerkenswert und wird entsprechend dokumentiert (Taf. 2, Figs. 1–12).

Das hier vorliegende Exemplar ist das mit Abstand am besten erhaltene, wird allerdings nur unter Vorbehalt *Ditomopyge* NEWELL, 1931 zugeordnet. Es besitzt einen kurzen, aber relativ dicken und im Querschnitt kreisrunden Wangenstachel mit einer deutlich abgesetzten, mittigen, schmaleren Spitze, welche als Acron genalis bezeichnet wird. Eine solche Ausbildung ist bisher nur aus der Familie der Cystispininae HAHN & HAHN, 1982 bekannt, welche vom unteren bis oberen Unterkarbon (oberes Tournaisium bis oberstes Viséum) auftreten (vgl. MÜLLER & HAHN, 2018: 115 und Abb. 114). Bei den Cystispininae HAHN & HAHN, 1982 handelt es sich sehr wahrscheinlich um eine paraphyletische Gruppe, das heißt die Ausbildung von geblähten Wangenstacheln ist in mehreren Linien unabhängig voneinander erfolgt (vgl. MÜLLER & HAHN, 2018: 113). Daher ist es nicht unwahrscheinlich, dass ähnliche Entwicklungen auch bei den Ditomopyginae NEWELL, 1931 im Perm auftreten könnten. Erste Hinweise auf ungewöhnlich gebaute Wangenstacheln bei permischen Trilobiten liefern KOBAYASHI & HAMADA (1980) mit *Pseudophillipsia (Nodiphillipsia) spatulifera* KOBAYASHI & HAMADA, 1980 aus dem mittleren Perm von Kamiyatsuse (Japan). Bei ihr ist der Wangenstachel sehr groß und, wie der Name schon andeutet, in Seitenansicht spatelförmig gestaltet (vgl. hierzu KOBAYASHI & HAMADA, 1980: 195, 198 und Fig. 2b; 1984b: 59, 60 und Pl. 5, Figs. 1b, 2b–c). Ansonsten findet man Wangenstacheln mit Acron genalis unter anderem bei mehreren Arten von *Xylomelon* MÜLLER & HAHN, 2018, z.B. bei *Xylomelon xenios* MÜLLER & HAHN, 2018 aus dem Unterkarbon (Mississippium, oberes Tournaisium, *anchoralis*-Zone, Erdbach-Kalk cuII) von Liebstein bei Erdbach, Herborn, Hessen (Deutschland), *Xylomelon elissa* (HAHN et al., 2000) und *Xylomelon medusa* (HAHN et al., 1999), beide aus dem Unterkarbon (Mississippium, oberes Tournaisium, Erdbach-Kalk, *Scaliognathus anchoralis*-Zone) von Steeden, Hessen (Deutschland). Bei den genannten drei Formen ist allerdings der Wangenstachel noch zusätzlich stark gebläht [(vgl. hierzu MÜLLER & HAHN, 2018: 135, Abb. 131a und Taf. 19, Fig. 8a für *Xylomelon xenios* MÜLLER & HAHN, 2018: 139, Abb. 135 und Taf. 20, Fig. 3a für *Xylomelon elissa* (HAHN et al., 2000) und 140, Abb. 136 und Taf. 20, Fig. 4a für *Xylomelon medusa* (HAHN et al., 1999)]. Die größten Übereinstimmungen liegen mit der Freiwange von *Liebsteinella sauerlandica* MÜLLER & HAHN, 2018 aus dem Unterkarbon (Mississippium, oberes Tournaisium, Kattensiepen-Member) von Belecke, Raum Warstein, Sauerland (Deutschland) vor. Bei ihr ist der Wangenstachel gleichfalls relativ kurz und breit, allerdings im Querschnitt schwach elliptisch, nicht rund und das Acron genalis ist zwar gleichfalls mittig angeordnet, aber deutlich kürzer als bei dem vorliegenden Exemplar (vgl. hierzu MÜLLER & HAHN, 2018: 130, Abb. 126 und Taf. 18, Figs. 6–7 mit Taf. 1, Figs. 7–10, hier besonders Figs. 9–10).

Dem vorliegenden Exemplar gleichfalls recht ähnlich (großes Auge, sehr breiter und wulstiger Randsaum, der in den mäßig langen und breiten, gut gerundeten und sichelförmigen Wangenstachel übergeht), allerdings ohne Acron genalis, ist die Freiwange von *Ditomopyge (Carniphillipsia) sagittalis* (KOBAYASHI & HAMADA, 1978) aus dem mittleren Perm (mittleres Guadalupium, Wordium, Jamal-Formation) von Isfahan (Iran) [vgl. AMERI et al., 2017: Pl. 3, Fig. l]. Leichte Unterschiede bestehen in dem Fehlen einer leichten konkaven Einbuchtung zwischen Freiwange und Wangenstachel bei der vorliegenden Form (vgl. hierzu Taf. 1, Fig. 7).

Ob die in dieser Arbeit beschriebene Freiwange zu einer neuen Art oder zu einer der beiden hier vorgestellten Pygidien von *Ditomopyge* NEWELL, 1931 gehört, kann vorläufig nicht entschieden werden. Weiterhin kann auf Grund der nur geringen Größe der vorliegenden Freiwange wie auch der Freiwangen der unterkarbonischen Cystispininae HAHN & HAHN, 1982 nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei der Struktur des Acron genalis um eine spezifische Juvenilstruktur handelt, welche im Adultzustand wieder abgebaut wird.

Weitere Exemplare: Insgesamt liegen noch 12 weitere, einigermaßen gut erhaltene Freiwangen vor, die hier auf Tafel 2, Figures 1–12 dargestellt sind. Die kleinsten sind knapp 1,2 mm (Taf. 2, Figs. 6, 10), die größten etwas über 4 mm lang (Taf. 2, Figs. 3–5, 9). Die Wangenstacheln sind alle relativ kurz, ± gerade bis schwach sichelförmig gebogen nach hinten verlaufend und zugespitzt. Der Randsaum ist bei entsprechender Erhaltung deutlich entwickelt, gerundet, schmal bis mäßig breit, das dahinter liegende Wangenfeld deutlich tiefer gelegen und dadurch vom Randsaum abgesetzt. Bei einigen Exemplaren sind auch, wenn auch nur sehr schwach, die randparallel verlaufenden Terrassenlinien zu erkennen (Taf. 2, Figs. 5, 9, 12, besonders Fig. 12).

Auf Grund des bei kleinen Exemplaren deutlich, bei größeren Exemplaren sehr deutlich ausgebildeten Randsaumes mit einer in der Regel hohen Anzahl sehr deutlich entwickelter Terrassenlinien ist die Wahrscheinlichkeit hoch, dass es sich hierbei um eine der vor Ort aufgefundenen Taxa, *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002) oder/und *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002) handelt.

Unterfamilie Cummingellinae HAHN & HAHN, 1967

Gattung *Bedicella* HAHN et al., 1990

Typus-Art: *Bedicella cicatricosa* HAHN et al., 1990.

Bisher bekannte Arten/Unterarten: *Bedicella cicatricosa cicatricosa* HAHN et al., 1990, *Bedicella cicatricosa batici* HAHN et al., 2002, *Bedicella* ? *borealis* (KOBAYASHI, 1987), *Bedicella latilim-*

bata (ZHANG & WANG, 1985), *Bedicella palentina* GANDL, 2011, *Bedicella zephyr* (HAHN & HAHN, 1987) und *Bedicella* sp. sensu BRUTON, 1999.

Zeitliche und räumliche Verbreitung: Aus dem Oberkarbon (oberes Pennsylvanium, Stephanium, Taiyuan-Formation) von Heshun, Provinz Shanxi (China), dem Oberkarbon (Pennsylvanium, oberes Kasimovium, Kalke der Auernig-Formation) vom Fundpunkt Schöning, Waidegger Alm, Karnische Alpen (Österreich), aus dem Unterperm (Sakmarium, Trogkofelkalk) der Karawanken (Slowenien), aus dem Mittelperm (Ufimium, Kapp Starostin-Formation) von Spitzbergen (Norwegen), fraglich von der Grenze Unter-/Mittelperm (Kungurium/unteres Tartarium) von Spitzbergen (Norwegen), sehr fraglich aus dem Oberkarbon (unteres Pennsylvanium, entspricht ungefähr dem mittleren Westfalium B) bei Vergano, Kantabrisches Gebirge (Spanien) und nun auch aus dem Unterperm (Sakmarium, Grenzland-Formation, Grenzlandbänke) der Karnischen Alpen (Österreich).

Diagnose: HAHN et al. (1990: 145).

Bemerkungen: Die Gattung *Bedicella* HAHN et al., 1990 ist durch die Kombination eines *cummingella*-artigen Cranidiums (hier mit deutlich bis stark reduzierten S1, nur schattenhaft angedeuteten vorderen Glabella-Furchen und sehr großem, tropfenförmig gestalteten, auf den Occipital-Ring übergreifenden L1) mit einem sehr kurzen, sehr hoch gebauten, segmentarmen (8–10 Rhachis-Ringe, 5–7 Rippenpaare) Pygidium, das einen breiten, durch eine Saum-Furche deutlich abgesetzten Randsaum besitzt, gekennzeichnet (vgl. hierzu HAHN et al., 1990: 145, „Diagnose"; HAHN & HAHN, 2008: 35). Die von GANDL (2011) neu errichtete Art *Bedicella palentina* GANDL, 2011 aus dem Oberkarbon (mittleres Pennsylvanium, mittleres Westfalium D) von Palencia, Kantabrisches Gebirge (Spanien) besitzt ein relativ flaches, segmentreiches, relativ langes Pygidium und wird auch schon von GANDL (2011: 49) in sehr große Nähe zu *Cummingella slovenica* HAHN et al., 1990 gesehen. Ob die von GANDL (2011: 51) genannten Merkmalsunterschiede am Cranidium (drei statt zwei Paar Seitenfurchen, schmaler entwickelter Augendeckel, Verlöschungsneigung der hinteren Rippen des Pygidiums bei *Cummingella slovenica* HAHN et al., 1990) für eine gattungsmäßige Abtrennung gegenüber *Cummingella* REED, 1942 ausreichen, ist nicht sicher. Nach HAHN et al. (1990: 146) ist der „betont hervortretende Rand-Saum" (hier gegenüber der nächst verwandten Gattung *Paraphillipsia* TOUMANSKY, 1930) die wichtigste Autapomorphie von *Bedicella* HAHN et al., 1990 (siehe hierzu auch noch HAHN & HAHN, 2008: 35). Darauf Bezug nehmend, steht das Pygidium der spanischen Form dem von *Cummingella* REED, 1942, in diesem Falle von *Cummingella slovenica* HAHN et al., 1990, so nahe, dass ich an eine Zuordnung zu dieser Gattung tendiere und diese Form nur der Vollständigkeit halber als (sehr!) fraglichen Vertreter vergleichend anführe (Tab. 2).

Bei der von GANDL (2011: 49) als fraglichen Vertreter zu *Bedicella* HAHN et al., 1990 zugeordneten *Bedicella* ? *borealis* (KOBAYASHI, 1987) aus dem Grenzbereich Unter-/Mittelperm (oberes Kungurium/unteres Tartarium) von Spitzbergen (Norwegen) ist das Pygidium zwar relativ kurz und breit gebaut und besitzt einen schwach gewulsteten Randsaum, aber dafür relativ viele Rhachis-Ringe (10) und Rippenpaare (7) [vgl. hierzu KOBAYASHI, 1987: Figs. 1a–b]. Auch besitzt die Freiwange einen deutlich entwickelten, kurzen Wangenstachel, der eine Zugehörigkeit zu *Bedicella* HAHN et al., 1990 wohl eher unwahrscheinlich macht (vgl. hierzu KOBAYASHI, 1987: 139 und Fig. 1a). Auch findet man dieses Taxon nicht bei der Zusammenstellung aller *Bedicella*-Arten im „Fossilium Catalogus", was darauf hindeutet, dass dieses von den Autoren unter einer anderen Gattung subsummiert wurde (vgl. HAHN & HAHN, 2008: 35). Dies ist ein weiterer wichtiger Grund, diese Art nur unter Vorbehalt in Tabelle 2 mit den übrigen Vertretern der Gattung zu vergleichen.

Bedicella zephyr (HAHN & HAHN, 1987)

Holotypus, locus typicus, stratum typicum, zeitliche und räumliche Verbreitung: HAHN & HAHN (1987: 581).

Diagnose: HAHN & HAHN (1987: 581).

Bedicella sp. aff. *zephyr* (HAHN & HAHN, 1987)

(Taf. 2, Figs. 13–15)

Morphologie

Material: Vier zum Teil sehr schlecht erhaltene Pygidien (Schalen-Exemplare Nr. 04072019-240423, Nr. 04072019-240402, Nr. 04072019-240379 und Nr. 04072019-240358, alle Sammlung SCHRAUT).

Pygidium: Exemplar Nr. 04072019-240423 der Sammlung SCHRAUT.

Maße: Länge ~2,0 mm, Breite ~3,5 mm, Höhe ~1,8 mm.

Erhaltung: Schalenexemplar eines nur sehr unvollständig erhaltenen Pygidiums. Das Vorderende inklusive des Großteils der Rhachis sowie das terminale Hinterende fehlen. Die Oberfläche ist zum großen Teil durch die Säurepräparation stark korrodiert, die Rippen dadurch kaum erkennbar.

Dorsalansicht (Taf. 2, Fig. 13): Umriss relativ kurz und breit, Quotient Länge : Breite nicht genau ermittelbar (1 : ~1,7), Hinterende wahrscheinlich breit-gerundet.

Rhachis-Ende nicht sicher erkennbar, wahrscheinlich breit, Hinterende breit-gerundet, terminale Rhachis-Ringe nicht differenziert erkennbar (Erhaltung), diese möglicherweise sehr steil nach hinten hin abfallend.

Pleuralfeld breit, adaxialer Bereich der Pleuralfelder horizontal gestellt, abaxialer Bereich stark nach unten abgebogen, mit wahrscheinlich sechs Rippenpaaren, Rippen halbrund im Querschnitt, nach hinten an Deutlichkeit abnehmend, durch breite, sehr deutlich eingeschnittene Pleuralfurchen voneinander getrennt. Rippenfurchen nur auf den ersten vier Rippen erkennbar.

Randsaum deutlich entwickelt, sehr breit, fast horizontal verlaufend, mit schwacher Saum-Furche, durch die ausklingenden Rippen abgesetzt, vorne breit, nach hinten deutlich an Breite zunehmend, im hinteren Bereich wieder deutlich schmaler werdend, terminaler Abschnitt nicht erhalten, ~8–10 randparallele Terrassenlinien vorhanden, sehr fein, dicht stehend. Oberfläche glatt.

Merkmale / Taxon	*Bedicella cicatricosa cicatricosa*	*Bedicella cicatricosa batici*	*Bedicella* **?** *borealis*	*Bedicella latilimbata*	*Bedicella* **?** *palentina*	*Bedicella zephyr*	*Bedicella* **sp.**	*Bedicella* **sp. aff.** *zepyr*
Aufsicht Pygidium	HAHN et al., 1990	HAHN et al., 2002	(KOBAYASHI, 1987)	(ZHANG & WANG, 1985)	GANDL, 2011	HAHN & HAHN, 1987	(sensu BRUTON, 1999)	
Verhältnis Länge/Breite	1 : ~1,7	1 : ~1,6	1 : ~1,3	1 : ~1,3	1 : ~1,4	1 : ~1,6	1 : ~1,5	1 : ~1,7
Anzahl Rhachis-Ringe	8	8	10	8 (? 9)	10	8	9	8 (?)
Anzahl Rippenpaare	5	5	7	6	7	5	6	6
Skulptur	Höcker	Höckerchen	schmale Leisten	---	feine Pusteln	--- (Poren)	---	? ---
Seiten-ansicht Pygidium								
Verhältnis Länge/Höhe	1 : ~0,8	1 : ~0,8	?	?	?	1 : ~0,6	?	1 : ~0,9
Rhachis-Anstieg	sehr steil	relativ flach	steil	?	relativ flach	sehr steil	?	sehr steil
Rand-Saum	schwach	nicht	schwach	deutlich	deutlich	deutlich	schwach	deutlich
	gewulstet	gewulstet	gewulstet	gewulstet	flach	gewulstet	gewulstet	gewulste
Zeitliche Verbreitung	Sakmarium	Sakmarium	Kungurium/ Tartarium	Stephanium	Westfalium D	Kasimovium	Ufimium	Sakmarium
	Unterperm	Unterperm	Unter-/ Mittelperm	Oberkarbon	Oberkarbon	Oberkarbon	Mittelperm	Unterperm
Räumliche Verbreitung	Karawanken	Karawanken	Spitzbergen	Heshun	Kantab-risches Gebirge	Karnische Alpen	Spitzbergen	Karnische Alpen
	(Slowenien)	(Slowenien)	(Norwegen)	(China)	(Spanien)	(Österreich)	(Norwegen)	(Österreich)

Tab. 2.
Zusammenstellung aller bisher bekannten *Bedicella*-Arten und ihre wichtigsten Merkmalsunterschiede sowie ihre zeitliche und räumliche Verbreitung. Entnommen aus ZHANG & WANG (1985: Pl. 147, Figs. 7–8), HAHN & HAHN (1987: 582 und Taf. 2, Figs. 12a–b), HAHN et al. (1990: 105 und Taf. 4, Figs. 7–8), BRUTON (1999: 195 und Pl. 2, Figs. 14–15), HAHN et al. (2002: 148 und Taf. 1, Figs. 7, 8a–b), HAHN & HAHN (2008: 41, 42 und Abb. 12–23) und GANDL (2011: 49–51 und Taf. 3, Figs. 48, 49, Taf. 4, Figs. 50–61).

Seitenansicht (Taf. 2, Fig. 14): Pygidium sehr stark gewölbt, Gesamthöhe sowie das Verhältnis von Rhachis zu den Pleuralfeldern nicht ermittelbar, wahrscheinlich Rhachis deutlich höher als die Pleuralfelder gelegen. Rhachis am Hinterende sehr wahrscheinlich sehr deutlich, fast senkrecht abfallend, deutlich vom Randsaum abgesetzt. Pleuralfeld erscheint relativ hoch, proximal fast horizontal, in Richtung Randsaum deutlich gerundet abfallend, dort nur durch einen Knick vom Randsaum abgesetzt. Randsaum mäßig breit, nach außen hin wulstartig, fast kreisrund in die Unterseite übergehend. Weiterer Verlauf auf der rechten Seite nicht ermittelbar. Auf der linken Seite Randsaum im Bereich der größten Dicke auf der Unterseite mit 6–8 ± randparallelen, sehr feinen und dicht stehenden Terrassenlinien, auf der Oberseite diese nur angedeutet. Oberfläche wie bei der Dorsalansicht glatt.

Hinteransicht (Taf. 2, Fig. 15): Rhachis-Form im Querschnitt nicht genau ermittelbar. Pleuralfelder im adaxialen Bereich leicht nach außen hin abfallend, gut gerundet und steil nach unten abbiegend, vom Randsaum durch einen deutlichen Knick abgegrenzt, mäßig breit, Oberseite schräg nach außen-unten gerichtet, mit wenigen Terrassenlinien, Unterseite deutlich entwickelt, mit etwa 6–8 sehr feinen und dicht stehenden Terrassenlinien versehen, Oberseite glatt.

Bemerkungen: Die Gattung *Bedicella* HAHN et al., 1990 ist durch zum Teil vollständige Exemplare gut bekannt, so dass ein Vergleich aller Panzerteile möglich ist.

Das vorliegende Exemplar ist zwar schlecht erhalten, besitzt aber die für *Bedicella* HAHN et al., 1990 wichtigen Merkmale in Aufsicht wie das sehr breite und kurz-gerundete Pygidium, eine deutliche Dorsal-Furche, eine breite Rhachis, ein kurzes, nur mit wenigen Rippenpaaren (6) versehenes Pleuralfeld, in Seitenansicht ist das Pygidium sehr kurz und sehr hoch gebaut, der Randsaum ist ausgesprochen dick, im Querschnitt gut gerundet, deutlich wulstartig hervortretend und kommt auf den ersten Blick der Typus-Unterart *Bedicella cicatricosa cicatricosa* HAHN et al., 1990 aus dem Unterperm (Sakmarium) der Karawanken (Slowenien) recht nahe. Unterschiede bestehen, soweit erkennbar, in der mehr gerundeten, nicht ganz so breiten Form des Pygidiums in Aufsicht, der etwas größeren Anzahl an Rippenpaaren (6 versus 5), der in Seitenansicht deutlich steiler ansteigenden Rhachis, dem deutlicher gewulsteten und dadurch vom Rhachis-Hinterende separierten Randsaum und dem Fehlen von Höckern (vgl. hierzu Taf. 2, Figs. 13, 14 mit HAHN et al., 1990: Abb. 6, Taf. 2, Figs. 4a, 5a–b sowie Taf. 4, Fig. 8, hier ein Exemplar mit besonders breitem und wulstigem Randsaum! Siehe HAHN & HAHN, 2008: Abb. 12, 19a–b).

Die größten Übereinstimmungen sowohl bezüglich der Form in Aufsicht als auch in Seitenansicht (sehr steil nach hinten hin abfallende Rhachis, einen deutlich gewulsteten Randsaum und das Fehlen von Knötchen) bestehen mit *Bedicella zephyr* (HAHN & HAHN, 1987) aus dem Oberkarbon (Pennsylvanium, oberes Kasimovium, Auernig-Formation)

vom Fundpunkt Schöning, Waidegger Alm, Karnische Alpen (Österreich). Unterschiede bestehen in der etwas größeren Anzahl an Rippenpaaren (6 versus 5) und einem in Seitenansicht etwas flacheren Pygidium (vgl. hierzu Taf. 2, Figs. 13, 14 mit HAHN & HAHN, 1987: 582 und Taf. 2, Figs. 12a–b; HAHN & HAHN, 2008: Abb. 14, 22a–b).

Möglicherweise handelt es sich bei der vorliegenden Form um eine neue Art von *Bedicella* HAHN et al., 1990, welche aber auf Grund der schlechten Erhaltung nur unter offener Nomenklatur in die Nähe von *Bedicella zephyr* (HAHN & HAHN, 1987) gestellt wird. Auffallend ist das bisherige Fehlen jeglicher Freiwangen der Art.

In Tabelle 2 werden wichtige Parameter zur Unterscheidung der Arten und Unterarten von *Bedicella* HAHN et al., 1990 an Hand des Pygidiums zusammenfassend dargestellt.

Revision der Artenzusammenstellung permischer Trilobiten der Südalpen

In SCHRAUT (2019: 621–624 und Tab. 1) wird eine Zusammenstellung aller bisher aus den Südalpen (gemeint sind hier die Funde aus den Karnischen Alpen und den Karawanken) aufgefundenen Trilobitentaxa und ihre Häufigkeit vorgestellt. Auf Grund der hier dargestellten Neufunde, aber auch wegen des Fehlens zweier wichtiger Fundstellen (hier Nachweise der bisher jüngsten Trilobitenarten für Europa, möglicherweise auch weltweit!, siehe HAHN et al., 2001: 276 und Tab. 2) der Südalpen (südsüdwestliche Julische Alpen), welche außerhalb der Karnischen Alpen bzw. der Karawanken liegen, werden diese der Tabelle hinzugefügt.

In HAHN et al. (1970) werden von zwei Fundstellen, Žažar und Vrzdenec, beide westlich von Ljubljana (Slowenien) gelegen, insgesamt drei Trilobitenreste aus dem Oberperm beschrieben. Aus dem oberen Oberperm (Zone mit *Tyloplectus yangtzeensis*) von Vrzdenec stammt ein Cranidium-Rest von *Pseudophillipsia solida* WEBER, 1944 und ein Cranidium-Rest mit Wangenstachel-Rest und anhängendem Pygidium-Rest von *Pseudophillipsia* n. sp. aff. *sumatrensis* (ROEMER, 1880), von Žažar, wohl aus der gleichen Alterszone, gleichfalls westlich von Ljubljana (Slowenien) gelegen, ein fast vollständiges Pygidium von *Pseudophillipsia* cf. *hungarica* (SCHRÉTER, 1948) [vgl. hierzu HAHN et al., 1970: 313–316, Abb. 2 und Taf. 1, Fig. 4, 318–319, Abb. 4 und Taf. 1, Fig. 7, 316–317, Abb. 3 und Taf. 1, Fig. 8]. Auch 50 Jahren nach ihrer erstmaligen Beschreibung durch HAHN et al. (1970) liegen von hier keine weiteren Funde vor. Die revidierte Artenzusammenstellung ist in Tabelle 3 dargestellt.

Altersdiskussion unterpermischer Trilobiten-Faunen aus den Karawanken und den Karnischen Alpen

Die Trilobiten aus den „roten Trogkofelkalken" = Dovžanova sotesca-Formation der Dovžanova sotesca bei Tržič (Slowenien) gehören an Hand von Conodonten- und Fusulinidenfunden ungefähr dem mittleren Asselium an, welche sich etwa mit den tieferen Anteilen der Grenzland-Formation der Karnischen Alpen vergleichen lassen (vgl. hierzu FORKE, 2000: 261–263 und Figs. 14, 15; NOVAK et al., 2019: 262 und Fig. 2).

Die übrigen Vorkommen von Trilobiten in Slowenien werden von HAHN et al. (1990: 141) den Trogkofelkalken (Sakmarium) zugeordnet. Sie begründen dies mit dem gemeinsamen Auftreten der Fusulinidenarten *Pseudofusulina rakoveci* RAMOVŠ & KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1965 und *Paratrticites jesenicensis* KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1969 (vgl. KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1970: 233–234) sowie mit großen Übereinstimmungen sowohl der Makro- (Brachiopoden) als auch der übrigen Mikrofauna. Nur eine Neubewertung der von dort vorliegenden Fusuliniden könnte eine exakte Einstufung ermöglichen.

Der Lesesteinfund aus den „roten Kalken der Zottachkopf-Formation" naher der „Troghöhe" (2.016 m) wird auf Grund der Trilobitenquerschnitte, welche von FORKE (1995: Abb. 5) ausschließlich aus den Proben RK5, die dem Mikrofaziestyp 6 mit zum Teil rot gefärbten Kalken angehören, zeitlich hier verortet. Die Proben RK5 liegen nur zwischen 5 und 10 m unterhalb der Grenze zu den darüber liegenden Trogkofelkalken und werden gemeinsam mit dem „Lesesteinfund" der „Troghöhe" daher von mir bei einer Gesamtmächtigkeit der Zweikofel-Formation von 140 m in den höchsten Teil dieser Formation, folglich dem höheren Artinskium, zugeordnet (vgl. FORKE, 1995: Abb. 5, aber auch SCHRAUT, 2019: Abb. 5).

Die Funde in den westlichen Karnischen Alpen bei Forni Avoltri (Italien) werden stratigrafisch als Äquivalente der Oberen Pseudoschwagerinenkalke, heute Zweikofel-Formation, aufgefasst (vgl. HERITSCH, 1943: 568), wobei KAHLER & KAHLER (1980: 249–250) sie noch dem unteren Trogkofelkalk mit *Zellia heritschi* KAHLER & KAHLER, 1937 zuordnen, aber laut SCHÖNLAUB & FORKE (2007: Abb. 40) der Zweikofel-Formation (hier möglicherweise der oberen Zweikofel-Formation, da neben *Zellia heritschi* KAHLER & KAHLER, 1937 auch noch die Gattungen *Pseudofusulinoides* BENSH, 1972 und *Pseudofusulina* DUNBAR & SKINNER, 1931 vertreten sind), zuzuordnen ist.

An Hand der vorliegenden stratigrafischen Abfolge lassen sich die Trilobitenfaunen zeitlich wie folgt eingruppieren. Die Entwicklung beginnt in den Karawanken etwa im mittleren Asselium (Dovžanova Soteska-Formation) mit *Ditomopyge*-Arten und *Paraphillipsia* TOUMANSKY, 1930.

Darauf folgen, vielleicht etwa altersgleich, im Sakmarium die Faunen der Karawanken („Trogkofel"-Kalke) und Karnischen Alpen (Grenzlandbänke) mit *Ditomopyge*- und *Bedicella*-Taxa.

Dann tritt im höheren Artinskium aus den roten Kalken der Zottachkopf-Formation der Karnischen Alpen erneut *Paraphillipsia* TOUMANSKY, 1930 auf, welche für diesen Zeitabschnitt auch von anderen Regionen, besonders aus Europa bekannt ist (vgl. hierzu KOBAYASHI & HAMADA, 1984b: 44; HAHN & HAHN, 2008: Abb. 328, Tab. 10; LEROSEY-AUBRIL, 2008: 226).

Sehr wahrscheinlich ein wenig älter, wenn auch gleichfalls dem Artinskium zuzurechnen, sind die beiden *Pseudophillipsia*-Taxa aus dem jüngeren Anteil der Zweikofel-Formation der westlichen Karnischen Alpen bei Forni Avoltri (Italien).

Taxa	ZV	FA	DS	NP	SP	SJ	Pr1	Pr2	SF	TH	HK
Bedicella cicatricosa cicatricosa	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-
Bedicella cicatricosa batici	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	-
Bedicella sp. aff. *zephyr*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
Cummingella (Cummingella) slovenica	-	-	-	26	-	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (Ditomopyge) aff. *kumpani*	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (Carniphillipsia) caruancensis	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (Carniphillipsia) aff. *caruancensis*	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (Carniphillipsia) pocivalensis	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (sensu lato) cf. *pocivalensis*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Ditomopyge (Carniphillipsia) pristavensis	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Ditomopyge (sensu lato) cf. *pristavensis*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Ditomopyge (Carniphillipsia) rotunda rotunda	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge (Carniphillipsia) rotunda noricana	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Ditomopyge ? sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	131*
Loeipyge jamensis	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Neogriffithides (Neogriffithides) pecensis	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Paraphillipsia? *carnica*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Paraphillipsia? aff. *taurica*	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Paraphillipsia? sp.	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) elegans	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) cf. *hungarica*	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) pulchella alpina	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) solida	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) n. sp. aff. *sumatrensis*	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pseudophillipsia (sensu lato) sp. sp. / sp. ind.	-	-	2	-	-	-	1	-	-	-	-
Gesamtzahl der Reste	**3**	**4**	**6**	**35**	**2**	**1**	**1**	**1**	**7**	**1**	**137**

Tab. 3.
Übersicht über die Trilobitenarten aus dem Perm der Karawanken (Slowenien), den Karnischen Alpen (Österreich), den westlichen Karnischen Alpen (Italien) und der südsüdwestlichen Julischen Alpen (Slowenien). **FA** = Forni Avoltri (Italien), **DS** = Dovžanova sotesca (Tržič), **NP** = Na Pečeh, **SP** = Spodnja počivala, **SJ** = Savske jame, **Pr1** = Pristava 1, **Pr2** = Pristava 2 (alle aus der näheren Umgebung von Jesenice), **SF** = Spodnje Fužine bei Kokra (alle Slowenien), **TH** = Troghöhe 2.016 m (Österreich), **ZV** = Žažar und Vrdenec (= Fundstellen aus dem oberen bis höchsten Oberperm westlich von Ljubljana, Slowenien), **HK** = neuer, hier beschriebener Trilobitenfundpunkt „Hüttenkofel", **Zahlen** = Anzahl der bisher aufgefundenen Exemplare (Reste), * = Subsummierung aller nicht bestimmbarer Reste. Entnommen aus Gortani (1906: 69–71), Hahn et al. (1970: 313–316, 316–317, 318–319, 319, 320, 321), Hahn et al. (1990: 141, 147, 149, 150, 151, 152, 153), Hahn et al. (2002: Tabs. 1–2) und Schraut (2019: Tab. 1).

Dank

Mein besonderer Dank gilt erneut Herrn Prof. Dr. Carsten Brauckmann (Clausthal-Zellerfeld), der die vorliegende Publikation kritisch durchgesehen und mich auf verschiedene Verbesserungsmöglichkeiten aufmerksam gemacht hat. Den Herren Prof. Dr. Michael R.W. Amler und Prof. Dr. Hans-Georg Herbig (beide am Fachbereich Geologie & Mineralogie der Universität zu Köln) möchte ich für die Möglichkeit, die vorliegenden Trilobiten-Fotografien an ihrem Institut erstellen zu können, herzlich danken. Literatur sowie wichtige Hinweise und Anregungen zur Stratigrafie der Region erhielt ich von Herrn Dr. Holger C. Forke (Berlin), dem ich dafür sehr danken möchte. Dem Paul-Schneider-Gymnasium (Meisenheim am Glan) sei für die Bereitstellung eines Computerarbeitsplatzes ganz herzlich gedankt. Zum Schluss noch ein großer Dank an meine Familie für Zeit und Geduld beim Erwandern und Aufsammeln der Probe(n) im Gelände.

Literatur

Ameri, H., Yazdi, M. & Bahrami, A. (2017): *Pseudophillipsia (Carniphillipsia)* (Trilobite) from the Permian Jamal Formation, Isfahan, Iran. – Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, **28**/4, 325–336, Teheran.

Bensh, R.R. (1972): Stratigrafija I fusulinidi verchnego paleozoja jusnoi Fergani. – Akademija Nauk Usbekskoi SSR, 1–149, Taschkent.

Bruton, D. (1999): Permian trilobites from Akseløya, Svalbard. – Geologica et Palaeontologica, **33**, 191–201, Marburg an der Lahn.

Davydov, V.I., Krainer, K. & Chernykh, V. (2013): Fusulinid biostratigraphy of the Lower Permian Zweikofel Formation (Rattendorf Group; Carnic Alps, Austria) and Lower Permian Tethyan chronostratigraphy. – Geological Journal, **48**, 57–100, Dublin.

Dunbar, C.O. & Skinner, J.W. (1931): New fusulinid genera from the Permian of west Texas. – American Journal of Science, serie 5, **22**, 252–268, New Haven (Connecticut).

Fohrer, B. (1997): Ostracoden aus dem Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen (Österreich): Systematik, Biostratigraphie und Palökologie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/2, 99–191, Wien.

FOHRER, B. & SAMANKASSOU, E. (2005): Paleoecological control of ostracode distribution in a Pennsylvanian Auernig cyclothem of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **225**/1–4, 317–330, Amsterdam.

FORKE, H.C. (1995): Biostratigraphie (Fusuliniden, Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfeldgebiet, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/2, 207–297, Wien.

FORKE, H.C. (2000): Biostratigraphic Subdivision and Correlation of Uppermost Carboniferous/Lower Permian Sediments in the Southern Alps: Fusulinoidean and Conodont Faunas from the Carnic Alps (Austria/Italy), Karavanke Mountains (Slovenia), and Southern Urals (Russia). – Facies, **4**, 201–276, Erlangen.

GANDL, J. (2011): Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien), 5: Trilobiten des höheren Westfal. – Abhandlungen der Senckenberg Gesellschaft für Naturforschung, **569**, 143 S., Frankfurt am Main.

GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy. Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **11**, 1–94, Wien.

GEMMELARO, G.G. (1892): I Crostacei dei calcari con Fusulina della Valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo in Sicilia. – Memorie di Matematica e di Fisica della Società Italiana delle Scienze, **4**, serie 8 (1), 1–40, Neapel.

GORTANI, M. (1906): Contribuzioni allo Studio dell Paleozoico Carnico I. La Fauna Permocarbonifera del Col Mezzodi presso Forni Avoltri. – Palaeontographia Italica, **12**, 1–84, Pisa.

HAHN, G. & BRAUCKMANN, C. (1975): Revision zweier Trilobiten-Arten aus dem Perm Asiens. – Geologica et Palaeontologica, **9**, 117–124, Marburg an der Lahn.

HAHN, G. & HAHN, R. (1967): Zur Phylogenie der Proetidae (Trilobita) des Karbons und Perms. – Zoologische Beiträge, Neue Folge **13**/2–3, 303–349, Berlin.

HAHN, G. & HAHN, R. (1970): Fossilium Catalogus I: Animalia Pars 119 Trilobitae carbonici et permici II (Proetidae: Griffithidinae), 162–331, `s-Gravenhage.

HAHN, G. & HAHN, R. (1975): Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm. – In: KRÖMMELBEIN, K. (Hrsg.): Leitfossilien, **1**, 2. Auflage, VIII + 127 S., Berlin–Stuttgart (Borntraeger).

HAHN, G. & HAHN, R. (1982): Einige seltene Trilobiten-Taxa aus dem deutschen Kulm (Unter-Karbon). – Senckenbergiana lethaea, **63**/5–6, 429–449, Frankfurt am Main.

HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/3+4, 567–619, Wien.

HAHN, G. & HAHN, R. (1991): Trilobiten aus dem Karbon von SE-Alaska, Teil 1. – Geologica et Palaeontologica, **25**, 147–191, Marburg an der Lahn.

HAHN, G. & HAHN, R. (2008): Catalogus trilobitorum cum figuris (Trilobites carbonici et permici, VI. Cummingellinae). – Fossilium Catalogus I: Animalia Pars 145, 433 S., Leiden–Weikersheim (Backhuys Publishers & Margraf Publishers).

HAHN, G. & HAHN, R. (2015): Catalogus trilobitorum cum figuris (Trilobites carbonici et permici, VII. Bollandiinae). – Fossilium Catalogus I: Animalia Pars 153, 191 S., Leiden–Weikersheim (Backhuys Publishers & Margraf Publishers).

HAHN, G. & HAHN, R. (2016): Catalogus trilobitorum cum figuris (Trilobites carbonici et permici, VIII. Phillipsiinae et Griffithidinae). – Fossilium Catalogus I: Animalia Pars 156, 376 S., Leiden–Weikersheim (Backhuys Publishers & Margraf Publishers).

HAHN, G. & MÜLLER, P. (2019): Catalogus trilobitorum cum figuris (Trilobites carbonici et permici, IX. Cystispininae, Globusiinae, Proetinae). – Fossilium Catalogus I: Animalia Pars 159, 340 S., Leiden–Weikersheim (Backhuys Publishers & Margraf Publishers).

HAHN, G., HAHN, R. & RAMOVŠ, A. (1970): Perm-Trilobiten aus Slowenien, NW-Jugoslawien. – Senckenbergiana lethaea, **51**/4, 311–333, Frankfurt am Main.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN C. (1980): Die Trilobiten des belgischen Kohlenkalkes (Unter-Karbon) 1. Proetinae, Cyrtosymbolinae und Aulacopleuridae. – Geologica et Palaeontologica, **14**, 165–188, Marburg an der Lahn.

HAHN, G., HAHN, R. & YUAN, J.-L. (1989): Trilobites from the Upper Carboniferous (Westphalian A) of S-China (N-Guangxi). – Geologica et Palaeontologica, **23**, 113–203, Marburg an der Lahn.

HAHN, G., HAHN, R. & RAMOVŠ, A. (1990): Trilobiten aus dem Unter-Perm (Trogkofel-Kalk, Sakmarium) der Karawanken in Slowenien. – Geologica et Palaeontologica, **24**, 139–171, Marburg an der Lahn.

HAHN, G., HAHN, R. & MÜLLER, P. (1999): Neue Trilobiten mit geblähten Wangen-Stacheln aus dem Unter-Karbon von Steeden (Hessen, Deutschland). – Geologica et Palaeontologica, **33**, 117–155, Marburg an der Lahn.

HAHN, G., HAHN, R. & MÜLLER, P. (2000): Revision der Gattung *Xenadoche* (Trilobita; Unter-Karbon). – Senckenbergiana lethaea, **79**/2, 547–567, Marburg.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (2001): The last trilobites. – Acta Geologica Leopoldensia, **24**/52–53, 271–281, Vale do Rio dos Sinos-RS.

HAHN, G., HAHN, R., MÜLLER, P. & RAMOVŠ, A. (2002): Neue Trilobiten-Funde aus dem Unter-Perm Sloweniens. – Geologica et Palaeontologica, **36**, 99–113, Marburg an der Lahn.

HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: HERITSCH, F. & KÜHN, O.: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Erster Band, 681 S., Berlin-Zehlendorf (Borntraeger).

HUPÉ, P. (1953): Trilobites. – In: PIVETEAU, J. (Hrsg.): Traité de Paléontologie, III. Les formes ultimes d´Invertébrés: morphologie et evolution. Onychophores, Arthropodes, Échinodermes, Stomocordés, 44–246, Paris.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1937): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Abteilung A, **87**, 1–44, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1980): Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **36**, 183–254, Klagenfurt.

KOBAYASHI, T. (1987): A Permian Trilobite from Spitsbergen, Norway with a Note on Biogeographic Bearing of Genus *Neoproetus*. – Proceedings of the Japan Academy, Serie B, **63**/5, 139–142, Tokyo.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. (1978): 32. Two New Late Upper Permian Trilobites from Central Iran. – Proceedings of the Japan Academy, Serie B, **54**/4, 157–162, Tokyo.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. (1980): 38. A New Permian Species of *Pseudophillipsia* (Trilobita) with Spatulate Genal Spines. – Proceedings of the Japan Academy, Serie B, **56**/3, 195–199, Tokyo.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. (1984a): The Middle and Upper Permian trilobites from the Akasaka Limestone in Gifu prefecture, West Japan. – Proceedings of the Japan Academy, Serie B, **60**, 1–4, Tokyo.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. (1984b): Permian trilobites of Japan in comparison with Asian, Pacific and other faunas. – Palaeontological Society of Japan, Special Papers, **26**, 1–92, Fukuoka.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1969): *Paratriticites*, eine neue Fusulinidengattung aus dem Trogkofelkalk. – Bulletin Scientifique, Conseil des Académies des Sciences et des Arts de la RSF de Yougoslavie Section A, Sciences Naturelles, Techniques et Médicales, **14**/9–10, 297–298, Beograd.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1970): Permski mikrofosili zahodnih Karavank. – Geologija, Razprave in Poročila, **13**, 175–256, Ljubljana.

KRAINER, K. (1995): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig- und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/4, 687–690, Wien.

KRAINER, K. & DAVYDOV, V.I. (1998): Facies and biostratigraphy of the Late Carboniferous/Early Permian sedimentary sequence in the Carnic Alps (Austria/Italy). – In: CRASQUIN-SOLEAU, S., IZART, A., VASLET, D. & DEWEYER, P. (Hrsg.): Peri-Tethys: Stratigraphic Correlations. – Geodiversitas, **20**/4, 643–662, Paris.

KRAINER, K. & SCHAFFHAUSER, M. (2012): Type Section of the Lower Permian Zweikofel Formation (Rattendorf Group; Carnic Alps, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **105**/3, 61–79, Wien.

KRAINER, K., SANDERS, D. & SCHAFFHAUSER, M. (2009): Early Permian Shelf Margin retreat and carbonate deposition, Zweikofel Massif, Carnic Alps (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **102**/2, 134–148, Wien.

KRAINER, K., VACHARD, D. & SCHAFFHAUSER, M. (2019): Early Permian (Yakhtashian; Artinskian-Early Kungurian) Foraminifers and Microproblematica from the Carnic Alps (Austria and Italy). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **73**, 1–247, Wien.

LEROSEY-AUBRIL, R. (2008): Trilobite Biogeography and Permian Biochores. – In: RÁBANO, I., GOZALO, R. & GARCÍA-BELLIDO, D. (Hrsg.): Advances in trilobite research. – Cuadernos del Museo Geominero, **9** (Fourth International Trilobite Conference, Toledo, June, 16–24, 2008), 225–228, Madrid.

LEROSEY-AUBRIL, R. (2012): The Late Palaeozoic trilobites of Iran and Armenia and their palaeogeographical significance. – Geological Magazine, **149**/6, 1023–1045, London.

LEROSEY-AUBRIL, R. & ANGIOLINI, L. (2009): Permian Trilobites from Antalya Province, Turkey, and Enrollment in Late Palaeozoic Trilobites. – Turkish Journal of Earth Sciences, **18**, 427–448, Ankara.

MEEK, F.B. & WORTHEN, A.H. (1865): Contributions to the palaeontology of Illinois and other western States. – Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, **17**, 245–273, Philadelphia (Pennsylvania).

MÜLLER, P. & HAHN, G. (2018): Die Trilobiten der Erdbach-Kalke von Erdbach (Hessen) und die der „Phillipsien-Bank" im Raum Warstein (Nordrhein-Westfalen), sowie eine Revision der Cystispininae (mittleres Mississippium). – Abhandlungen der Senckenberg Gesellschaft für Naturforschung, **574**, 1–237, Frankfurt am Main.

NEWELL, N.D. (1931): New Schizophoriidae and a Trilobite from the Kansas Pennsylvanian. – Journal of Paleontology, **5**/3, 260–269, Tulsa (Oklahoma).

NOVAK, M., FORKE, H.C. & SCHÖNLAUB, H.-P. (2019): Field Trip C3: The Pennsylvanian-Permian of the Southern Alps (Carnic Alps/Karavanke Mts.), Austria/Italy/Slovenia – fauna, facies and stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic shallow marine platform along the northwestern Palaeotethys margin. – In: HERBIG, H.-G., ARETZ, M., AMLER, M.R.W. & HARTENFELS, S. (Hrsg.): 19th International Congress on the Carboniferous and Permian, Cologne, July 29–August 2, 2019, Field Guides. – Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln, **24**/19, 251–302, Köln.

OEHLERT, D.V. (1886): Étude sur quelques trilobites du groupe des Proetida. – Bulletin de la Société d´Études scientifiques d´Angeres, nouvelle série, **15**, 1–23 (= 121–143), Angers.

RAMOVŠ, A. & KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1965): Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem (Die Entwicklung des Jungpaläozoikums in der Umgebung von Ortnek in Unterkrain). – Razprave – Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Razred za prirodoslovne in medicinske vede, Oddelek za prirodoslovne vede. Dissertationes – Academia scientiarum et artium Slovenica, Classis IV: Historia naturalis et medicina, Pars historiconaturalis, **8**, 1–98, Ljubljana.

REED, F.R.C. (1942): LV. Some new Carboniferous Trilobites. – The Annals and Magazine of Natural History, 11. Serie, **9**/57, 649–671, London.

ROEMER, F. (1880): Ueber eine Kohlenkalk-Fauna der Westküste von Sumatra. – Palaeontographica, **27**/1, 1–11, Cassel.

SCHAFFHAUSER, M., KRAINER, K. & SANDERS, D. (2015): Early Permian carbonate shelf margin deposits: the type section of the Trogkofel Formation (Artinskian/Kungurian), Carnic Alps, Austria/Italy. – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**/2, 277–301, Wien.

SCHÖNLAUB, H.-P. & FORKE, H.C. (2007): Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:12.500. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 3–157, Wien.

SCHRAUT, G. (2019): *Paraphillipsia*? *carnica* n. sp. – Eine neue Trilobitenart aus den Kalken der Zottachkopf-Formation, jüngste Rattendorf-Gruppe (oberes Artinskium, Unterperm) der Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **209**/129. Jahrgang, 617–634, Klagenfurt.

SCHRÉTER, Z. (1948): Trilobiten aus dem Bükk-Gebirge. – Földtani Közlöny, **78**, 33–39, Budapest.

TOUMANSKY, O. (1930): Permocarbonische Trilobiten der Krim. – Zentralblatt der Mineralogie, Geologie, Paläontologie, Abteilung B (Geologie, Paläontologie), **1930**, 473–477, Stuttgart.

VANDERLAAN, T.A. & EBACH, M.C. (2015): A review of the Carboniferous and Permian trilobites of Australia. – Zootaxa, **3926**/1, 1–56, St. Lukes (New Zealand).

WEBER, V.N. (1944): Trilobites of the Carboniferous and Permian system of the U.S.S.R. Fasc. II. Permian trilobites. – Paleontology of the U.S.S.R., Monographs, **71**/2, 1–19 (auf Russisch), 19–30 (auf Englisch), Leningrad–Moskau.

ZHANG, J.-L. & WANG, S.-X. (1985): Trilobita. – Palaeontological Atlas of North-China. Part 1: Palaeozoic, 327–488, 639–713 (auf Chinesisch), Beijing.

Eingelangt: 27. Februar 2020, angenommen: 22. Juli 2020

Tafeln

Tafel 1

Figs. 1–3: *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002)

Fig. 1: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240393 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240393 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Seitenansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240393 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pocivalensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Hinteransicht. Maßstab: 1 mm.

Figs. 4–6: *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002)

Fig. 4: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240429 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 5: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240429 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Seitenansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240429 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge (s.l.)* cf. *pristavensis* (HAHN et al., 2002) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel", mit Ammoniumchlorid geweißt. Hinteransicht. Maßstab: 1 mm.

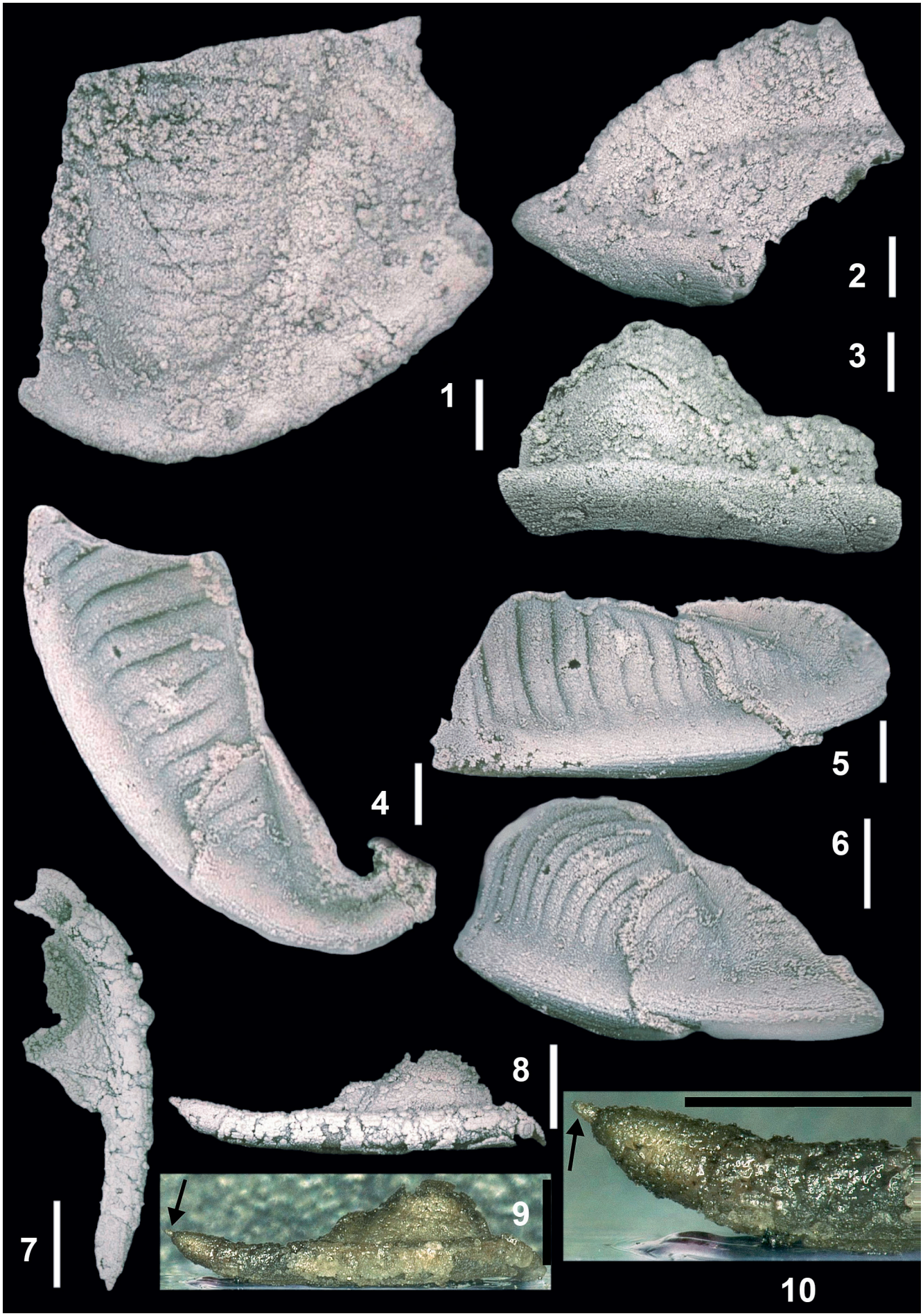
Figs. 7–10: *Ditomopyge* ? sp.

Fig. 7: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240374 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240374 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Seitenansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 9: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240374 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Seitenansicht (Pfeil = Acron genalis). Maßstab: 1 mm.

Fig. 10: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240374 der Sammlung SCHRAUT) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Seitenansicht (stark vergrößert, Pfeil = Acron genalis). Maßstab: 1 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 2

Figs. 1–12: *Ditomopyge* ? sp.

Fig. 1: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240431 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 2: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240375 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 3: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240405 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 4: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240417 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 5: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240420 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 6: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240371 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 7: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240368 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 8: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240333 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 9: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240431 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsal-Ansicht. Maßstab 1 mm.

Fig. 10: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240337 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 11: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240373 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

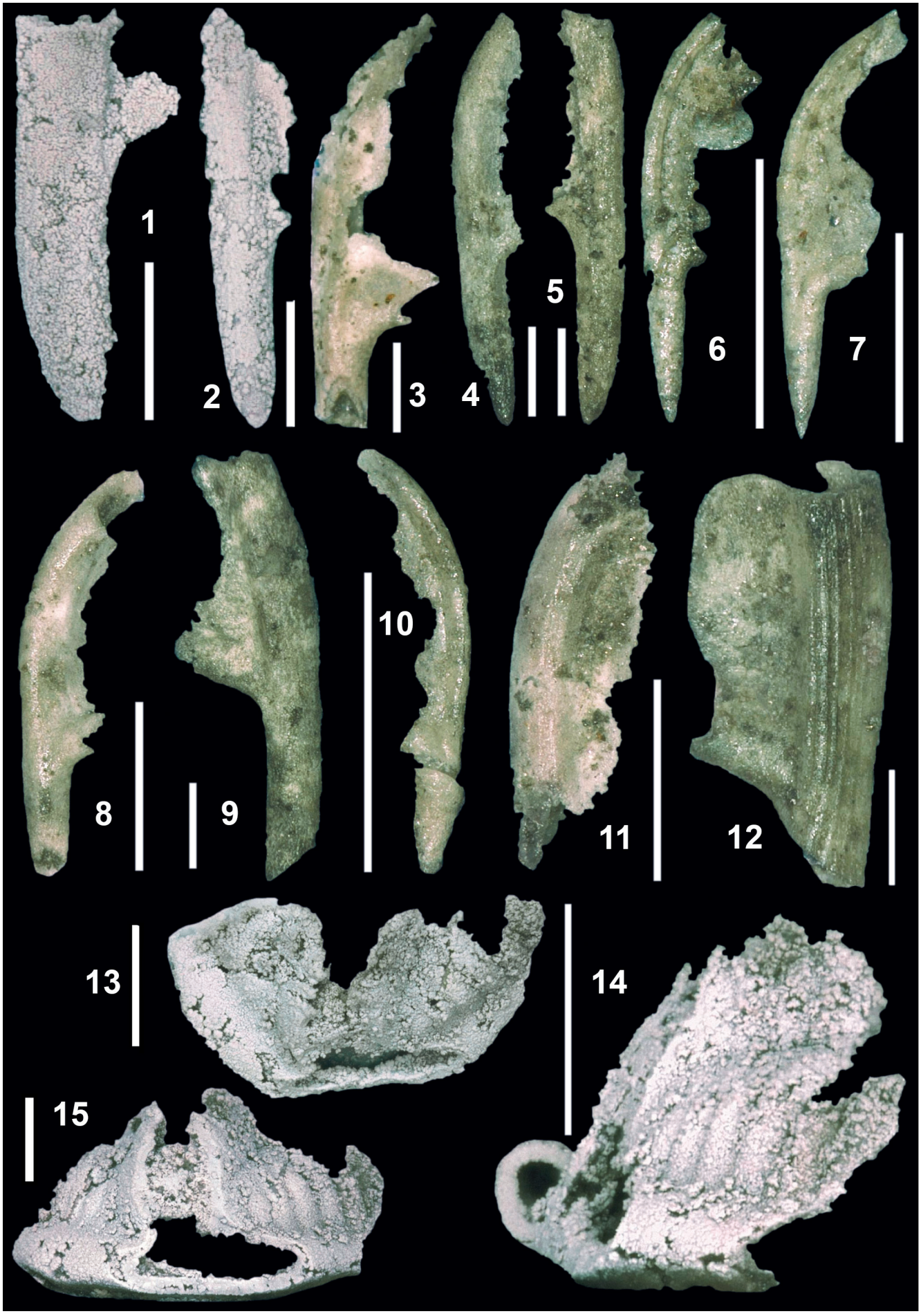
Fig. 12: Fotografische Darstellung einer Freiwange (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240385 der Sammlung Schraut) von *Ditomopyge* ? sp. aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Originaloberfläche. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Figs. 13–15: *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (Hahn & Hahn, 1987)

Fig. 13: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240423 der Sammlung Schraut) von *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (Hahn & Hahn, 1987) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Dorsalansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 14: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240423 der Sammlung Schraut) von *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (Hahn & Hahn, 1987) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Seitenansicht. Maßstab: 1 mm.

Fig. 15: Fotografische Darstellung eines Pygidiums (Schalen-Exemplar Nr. 04072019-240423 der Sammlung Schraut) von *Bedicella* sp. aff. *zephyr* (Hahn & Hahn, 1987) aus der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke, Sakmarium, Unterperm) von der Trilobitenfundstelle „Hüttenkofel". Mit Ammoniumchlorid geweißt. Hinteransicht. Maßstab: 1 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 227–239 | Wien, Dezember 2020

A remarkable invertebrate fossil assemblage from the Lower Triassic Werfen Formation of the Totes Gebirge (Styria, Austria)

István Szente*

3 Text-Figures, 3 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
97 Bad Mitterndorf / NL 33-01-18 Bad Mitterndorf

Cubozoa
Medusae
Gastropoda
Ammonoidea
Bivalvia
Xiphosura
Northern Calcareous Alps

Contents

Abstract 227
Zusammenfassung 227
Introduction. 228
Previous studies 228
Locality and material 228
Systematic palaeontology 229
Acknowledgements. 232
References 233
Plates 234

Abstract

Invertebrate fossil assemblage yielded by siltstone and fine-grained sandstone beds of the Werfen Formation ("Werfener Schichten") exposed along Zauchenbach Creek near Bad Mitterndorf is briefly described and illustrated. Occurrence of the ammonite *Tirolites cassianus* (Quenstedt, 1849) indicates an early Spathian (late Early Triassic) age of the fauna. In addition to mollusc (gastropod, ammonite and bivalve) species characteristic of the "Campil Level" often mentioned from the Alpine-Carpathian region in the older literature, the assemblage consists also of ichnofossils (*Asteriacites* sp., *Cruziana* sp. and a coprolite) as well as coalified *Araucaria*-like and other plant fragments. Sedimentary features and composition of the fossil assemblage indicates that the Werfen beds exposed along Zauchenbach Creek have been deposited in nearshore and shallow marine environment.

Until now, unique peculiarities of the fauna are horseshoe crabs [*Limulitella* cf. *bronni* (Schimper, 1853)] and cnidarian medusae interpreted as box jellyfish (Cubozoa), i.e. *Anthracomedusa*? *hoferhauseri* n. sp. In addition, a new bivalve species *Avichlamys hoferhauseri* n. sp. is introduced.

Eine bemerkenswerte Invertebraten-Vergesellschaftung in den Werfener Schichten (Untertrias) des Toten Gebirges (Steiermark, Österreich)

Zusammenfassung

Aus einer siltig-feinsandigen Abfolge der Werfener Schichten des Zauchenbachgrabens bei Bad Mitterndorf wird eine Invertebraten-Vergesellschaftung beschrieben und illustriert. Das Vorkommen des Ammoniten *Tirolites cassianus* (Quenstedt, 1849) weist auf ein spätes Untertrias-Alter (Spathium) hin. Zusätzlich zu diversen Mollusken (Gastropoden, Ammoniten und Bivalven), die im „Campil" der Alpen-Karpaten-Region häufig erwähnt werden, konnten Lebensspuren (*Asteriacites* sp., *Cruziana* sp. und ein Koprolith) sowie nicht näher bestimmte inkohlte *Araucaria*-ähnliche und andere pflanzliche Reste nachgewiesen werden. Die Zusammensetzung der Fossilien-Vergesellschaftung sowie die Sedimentstrukturen sprechen für küstennahe, seicht marine Ablagerungsbedingungen der Werfener Schichten des Zauchenbach-Profils.

Bislang einzigartige Funde sind Pfeilschwanzkrebse [*Limulitella* cf. *bronni* (Schimper, 1853)] und zu den Würfelquallen (Cubozoa) zählende Nesseltiere: *Anthracomedusa*? *Hoferhauseri* n. sp. Zudem wird die Muschel-Art *Avichlamys hoferhauseri* n. sp. beschrieben.

* István Szente: ELTE Tata Geological Garden, 1117 Budapest, Pázmány P. s. 1/c, Hungary. szente@caesar.elte.hu

Introduction

The last three and a half decades saw a renewed interest in various aspects of Lower Triassic marine fossil assemblages. Studies carried out in the Southern Alps and the Balaton Highland of Hungary, both known as classical areas of the Alpine Triassic, for example, have resulted in several papers (e.g. Broglio Loriga et al., 1990; Hofmann et al., 2015; Kolar-Jurkovšek et al., 2013; Neri & Posenato, 1985; Posenato, 1992, 2008). Northern Calcareous Alps have received much less attention from this point of view and apparently, no Lower Triassic macrofossil has been illustrated from there in the last seven decades. The richly fossiliferous locality (Text-Fig. 1) discovered (or more probably re-discovered) some years ago by the enthusiastic fossil collector Helmut Meierl vulgo Hoferhauser of Zauchen (Bad Mitterndorf) thus seemed to serve as a good starting point for the study of the macrofossil assemblage of the Lower Triassic of the Northern Calcareous Alps.

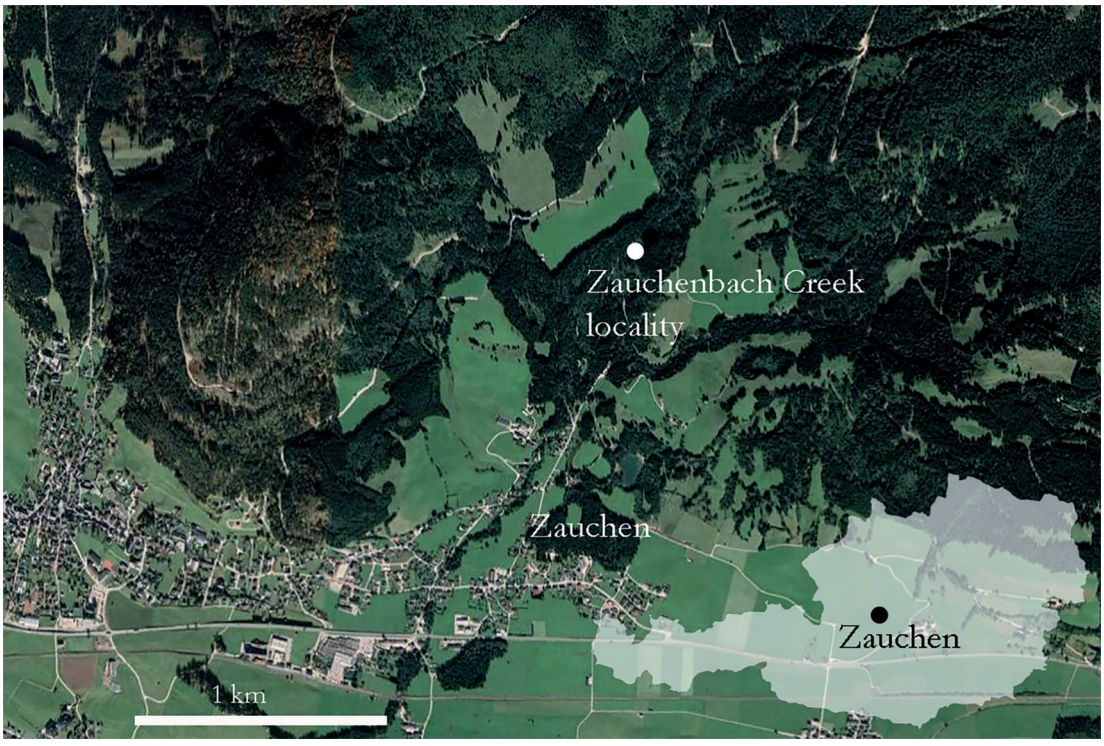
Previous studies

Fossiliferous beds of the Lower Triassic Werfen Formation have been known to crop out in the vicinity of Bad Mitterndorf since the pioneering work of Geyer (1915), who recorded "*Tirolites spinosus* Mojsisovics", "*Naticella costata* Münster" and "*Myacites fassaensis* Wissmann". Subsequent authors (Tollmann, 1960; Steiger, 1980; Mostler & Rossner, 1984) published results of investigations of the Zauchenbach Creek section and added some bivalve taxa, such as myophoriids and bakevelliids ("Gervilleen"), to the above-mentioned ones. The fauna, however, was not studied in detail or, at least, has remained undocumented in the literature except the report of Szente (2014).

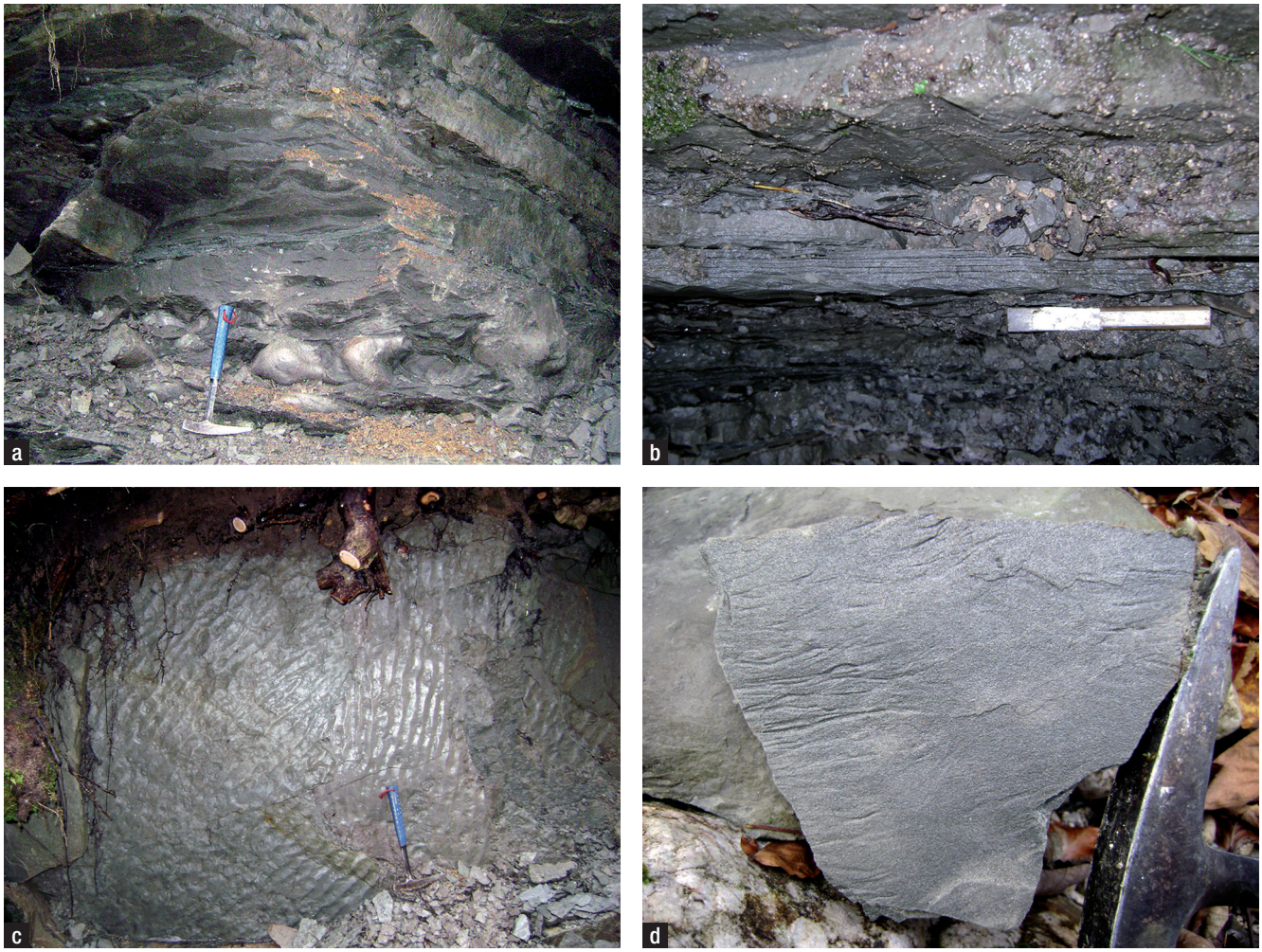
Locality and material

Werfen Formation represented by both "Werfen Shale" and Werfen Limestone" crops out for approximately 100 m along Zauchenbach Creek to the North of Zauchen village, about 1.5 km of the road No. 145 (Steiger, 1980). The outcrop is formed by isolated exposures of beds dipping in different directions and at various angles. The main fossil locality (Text-Figs. 2a, b) is situated on the right side of the ravine and displays siltstone and fine-grained sandstone beds steeply dipping to the Northwest. Sedimentary structures observed include ball and pillow structures (Text-Fig. 2a) and wrinkle structures (Text-Fig. 2d) as well. At another point situated around 20 meters to the Northeast of the former one on the left side of the ravine spectacular bedding planes with wave-formed ripples are exposed (Text-Fig. 2c). No desiccation cracks have been observed. Some more outcrops of smaller size are also scattered along the ravine. Their actual conditions, however, depends on the spring runoff of Zauchenbach Creek.

The macrofossil assemblage of the Werfen Shale consists of cnidarian medusae, gastropods, bivalves, ammonites and xiphosuran arthropods. The fossils are poorly preserved as a rule: aragonite shells such as those of gastropods, most bivalves and ammonites, have been completely dissolved during diagenesis. Remnants of calcite shell layers have been encountered only in bivalves *Eumorphotis* and *Avichlamys*. Most of the specimens are affected by deformation to a variable degree. About four outcrops, yielding fossil assemblages of slightly different taxonomic composition, were sampled. Fossils are scattered in the sediment or occur as densely packed pavements formed by usually fragmented fossils. These accumulations are interpreted as tempestites. Moldic preservation of cnidarian medusae (see below) can be explained by rapid infilling and burial of bells due to storm flows. In addition to invertebrate remains, the locality has yielded a low-diversity



Text-Fig. 1.
Location of the outcrop studied (map generated with Google Earth © 2020, image taken on 28.07.2020; Austria Map by Vemaps.com).



Text-Fig. 2.
Outcrop details and characteristic sedimentary structures. a: siltstone and fine-grained sandstone beds with ball and pillow structures; b: cross-section of fine-grained sandstone beds approximately perpendicular to the direction of ripples. The chisel is 12 cm long; c: bedding plane with wave-formed ripples; d: wrinkle structures.

ichnofossil assemblage consisting of *Asteriacites* sp., *Cruziana* sp. and a coprolite. Very rarely, coalified *Araucaria*-like and other plant fragments are also encountered. Sedimentary features and composition of the fossil assemblage indicates that the Werfen Shale exposed along Zauchenbach Creek has been deposited in nearshore and shallow marine environment.

Systematic palaeontology

In the following, an annotated list of invertebrate taxa encountered is given. In order to give a semi-quantitative picture on relative abundances, numbers of specimens collected by the author and handed to the Collection of the Geologische Bundesanstalt (thereinafter GBA) or studied and identified in the collection of HELMUT MEIERL (thereinafter HMC) are indicated, along with remarks on the mode of preservation, morphology, or taxonomy. Note that specimens housed at HMC are obviously biased towards well-preserved, spectacular ones.

Cnidaria: Cubozoa

Anthracomedusa? *hoferhauseri* n. sp.

Text-Fig. 3; Pl. 1, Figs. 1–4

Derivation of name: After the collector HELMUT MEIERL, vulgo HOFERHAUSER, who kindly donated the holotype to GBA.

Material: Four specimens including the holotype (GBA 2020/004/0001) housed in GBA (Pl. 1, Fig. 1) along with five poorly preserved specimens, four specimens (HMC).

Type locality and horizon: Zauchenbach Creek, Werfen Formation (*Cassianus* Zone, Spathian, Lower Triassic), Totes Gebirge, Northern Calcareous Alps, Austria.

Diagnosis: Cuboidal bell of sub-quadrangular outline, with protuberant axial and radial structures.

Description: Specimens are preserved as internal moulds and no traces of soft body can be studied. Features observable from aboral view include protruding, circular axial structure as well as four well-developed radial swells, in-

terpreted as traces of radial canals, connected to it. The areas between radial swells bear weak diagonal swells, which cannot be attributed to any features of cubozoan body and may be of diagenetic origin.

Discussion: The fossil record of box jellyfish is extremely incomplete (YOUNG & HAGADORN, 2010). Three genera, *Anthracomedusa* JOHNSON & RICHARDSON, 1968, as well as *Bipedalia* GAILLARD & GOY, 2006 and *Paracarybdea* GAILLARD & GOY, 2006 have been introduced to accommodate Upper Carboniferous and Upper Jurassic forms, respectively (JOHNSON & RICHARDSON, 1968; GAILLARD et al., 2006). Comparison of Zauchenbach Creek medusae with previously described forms is, due to the fundamental difference in the mode of their preservation, rather difficult. Specimens of *Anthracomedusa turnbulli* JOHNSON & RICHARDSON, 1968, the only species attributed to the genus have been preserved as impressions in early diagenetic siderite concretions while Upper Jurassic forms are represented by 2D moulds in lithographic limestone. Their descriptions are partly based on preserved features of the soft body.

The specimen most similar to *Anthracomedusa*? *hoferhauseri* n. sp. is *A. turnbulli* as figured by YOUNG & HAGADORN (2010: Fig. 3e). It displays, however, relatively shorter radial swells not reaching the corners (see also https://ucmp.berkeley.edu/cnidaria/Anthracomedusa.html).

Mollusca: Gastropoda

Natiria costata (MÜNSTER, 1841)

Pl. 1, Figs. 5–9

Material: 26 specimens (GBA), dozens of specimens (HMC).

The Zauchenbach Creek specimens of this characteristic "Campilian" gastropod species agree well in form and size with those figured in the literature (e.g. FRECH, 1911: Pl. 7, Figs. 8, 9; BROGLIO LORIGA et al., 1990: Pl. 5, Fig. 10.).

Werfenella rectecostata (HAUER, 1851)

Pl. 1, Figs. 10–15

Material: 17 specimens (GBA), dozens of specimens (HMC).

The Zauchenbach Creek specimens are internal moulds, so the shell ornamentation consisting of axial ribs and nodes, displayed by better preserved specimens (see NÜTZEL, 2005), is indistinct or completely lacking.

Text-Fig. 3.
Field occurrence of *Anthracomedusa*? *hoferhauseri* n. sp. immediately after finding. The chisel is 12 cm long.

Mollusca: Ammonoidea

Dalmatites morlaccus Kittl, 1903

Pl. 1, Figs. 16–19; Pl. 2, Figs. 1, 2

Material: Seven specimens (GBA), about a dozen specimens (HMC).

D. morlaccus is a rare species at the type area around the village of Muć in Dalmatia (Golubić, 2000) and its stratigraphical range is poorly known. Co-occurrence of *D. morlaccus* and *Tirolites cassianus* (see below) is worth mentioning because Posenato (1992) supposed that the first-mentioned species appeared after the disappearance of *Tirolites cassianus*, in other words, ranges of these species do not overlap.

Tirolites cassianus (Quenstedt, 1849)

Pl. 2, Figs. 3–14

Material: 17 specimens extracted and some further ones on a slab (GBA), around 20 specimens (HMC).

The umbilical diameter/maximum diameter ratio of the specimens, considered as characteristic of *Tirolites* species by Krystyn (1974) and Posenato (1992), is around 0.45, well within the range of *T. cassianus*. The Zauchenbach Creek *Tirolites* display remarkable variability in their ornamentation, i.e. in the number and nature of ribs. Some specimens (e.g. Pl. 2, Figs. 6, 11, 14) bear spines on their inner whorls. A few, presumably adult specimens (Pl. 2, Figs. 3, 5, 6, 13), although incompletely preserved, made the estimation of the number of nodes ("Marginalknoten") on their last whorl possible. In each case more than ten nodes could be counted, a value well within the range of *T. cassianus*, which is 12–22, mean 16.3 in specimens from Muć (Krystyn, 1974) and 8–18, mean 13.34 in specimens from the Dolomites (Posenato, 1992).

Mollusca: Bivalvia

Bakevellia exporrecta (Lepsius, 1878)

Pl. 2, Figs. 15, 17–20

Material: seven specimens (GBA), five specimens (HMC).

Bivalves referred to as "Gervillien" in the older literature and currently assigned to *Bakevellia* s.l. display remarkable morphological variability in the Werfen Formation. Due to the work of Ehrlich (1946), a plethora of species names is available for them. The prevailing poor preservation, however, seems to have hindered the sound revision of this group until now. The majority of recent authors (e.g. Neri & Posenato, 1985; Hautmann et al., 2013; Hofmann et al., 2013) assigned most of bakevelliids encountered in the Lower Triassic to *B. exporrecta* and their taxonomic opinion is shared here. The twisted nature of valves (i.e. commissure not in a plane), observed recently in *B. exporrecta* by Hautmann et al. (2013), is not displayed by the Zauchenbach Creek specimens.

Bakevellia castelli (Wittenburg, 1908)

Pl. 2, Fig. 16

Material: One specimen (HMC).

B. castelli differs from *B.* cf. *exporrecta* by having much more elongated form. The Zauchenbach Creek specimen clearly displays the trace of a posterolateral tooth. Generic assignment of "*Edentula*" *castelli* to *Bakevellia* s.l. is thus confirmed.

Eumorphotis telleri (Bittner, 1898)

Pl. 2, Figs. 21–25

Material: Four specimens (GBA), a few specimens (HMC).

The Zauchenbach Creek specimens of this species are the largest bivalves found at the locality and agree well in shape with *E. telleri* figured in the literature (e.g. Bittner, 1898: Pl. 15, Figs. 11–15; Bittner, 1901: Pl. 22. Figs. 1–5; Broglio Loriga et al., 1990: Pl. 5, Fig. 6, Pl. 7, Fig. 15). *E. telleri* was considered as the index fossil of the stratigraphically youngest subzone of the "Eumorphotis Zone" distinguished in the Lower Triassic of the Dolomites (e.g. Broglio Loriga et al., 1990).

Eumorphotis multiformis (Bittner, 1899)

Pl. 2, Fig. 26; Pl. 3, Figs. 1–4

Material: Two specimens (GBA), two specimens (HMC).

The orbicular to arched outline of the specimens as well as their ornamentation consisting of a relatively few first-order radial ribs intercalated by finer second-order and third-order ones agree to *E. multiformis* figured in the literature (e.g. Bittner, 1899: Pl. 2, Figs. 11–22; Kumagae & Nakazawa, 2009: Fig. 144.17; Hautmann et al., 2013: Fig. 6R; Hofmann et al., 2014: Fig. 11J–L).

Eumorphotis sp.

Pl. 3, Fig. 5

Material: One specimen (HMC).

E. sp. differs from *E. telleri* and *E. multiformis* by bearing relatively few, robust, spiny radial ribs.

Avichlamys hoferhauseri n. sp.

Pl. 3, Figs. 6, 7

Derivation of name: After Helmut Meierl, known as Hoferhauser, discoverer of the type locality.

Material: Two specimens including the holotype (GBA 2020/004/0002) housed in GBA, two specimens (HMC).

Type locality and horizon: Zauchenbach Creek, Werfen Formation (*Cassianus* Zone, Spathian, Lower Triassic), Totes Gebirge, Northern Calcareous Alps, Austria.

Diagnosis: Sub-ovate disc ornamented with radial ribs whose number increases towards the margin by intercalation, distinguished from other species of *Avichlamys* by the higher number of radial ribs.

Description: Only features of left valve can be studied in detail in the specimens available. Medium-sized *Avichlamys* with sub-ovate disc outline. Inaequilateral, longer than high. Umbonal angle around 85°. Auricles well demarcated from disc, anterior slightly larger than posterior. Exterior of valve exhibiting 17 radial ribs at shell height 1 cm, and around 30 at height 2 cm.

Discussion: On the basis of general shape and especially the length and well demarcated nature of auricles this rare form seems to represent the pectinid genus *Avichlamys* Allasinaz, 1972, confined to the Olenekian (Posenato, 2008). Apart from a few poorly known forms of doubtful affinity, four species have been assigned to this genus. These are: *Pecten csopakensis* Frech, 1905; *Pecten nicolensis* Ogilvie Gordon, 1927; *Chlamys tellinii* Tommasi, 1896 and *Pecten voelseckhofensis* Wittenburg, 1908 (Allasinaz, 1972; Neri & Posenato, 1985; Hofmann et al., 2015). Ribbing pattern of them, however, differs from that of *Avichlamys hoferhauseri* n. sp.

Costatoria costata (Zenker, 1833)

Pl. 3, Fig. 8

Material: Some small-sized specimens on a rock slab (GBA).

In the Dolomites, *C. costata* is the index fossil of the "*Costatoria costata* Local-Range-zone", corresponding to the upper Spathian (or uppermost Olenekian). At the base of the "zone" *C. costata* specimens are reported to be small-sized and bear 7–10 ribs while stratigraphically younger ones are larger in size and are more ribbed (12–15 ribs) (Broglio Loriga et al., 1990). The Zauchenbach Creek specimens are small-sized and bear relatively few (about 10) radial ribs. It is worth mentioning that "*Costatoria costata* zone" in the Dolomites is stratigraphically younger than the beds with *Tirolites cassianus*.

Neoschizodus laevigatus (Zieten, 1830)

Pl. 3, Fig. 9

Material: Two specimens (GBA).

N. laevigatus, whose remains are widespread in Lower and Middle Triassic rocks, was a morphologically highly variable species (Hofmann et al., 2013). The Zauchenbach Creek specimens are slightly more elongated than most *N. laevigatus* figured in the literature.

Unionites? *fassaensis* (Wissmann in Münster, 1841)

Pl. 3, Figs. 10–12

Material: More than 40 specimens (GBA), numerous specimens (HMC).

U.? *fassaensis* is one of the most frequently reported and most variable Lower Triassic bivalve species. It often occurs associated with *U.*? *canalensis* (Catullo, 1846), a species of similar shape. Although both are very variable in shape, most authors consider them as distinct species. Problems of distinguishing these forms were discussed recently by Neri & Posenato (1985), Kumagae & Nakazawa (2009), and Hautmann et al. (2013).

According to Kumagae & Nakazawa (2009), *U.*? *canalensis* has more elongated shape and more developed umbonal ridge. Another diagnostic feature is the position of the umbo, which is more or less at the half of the length in *U.*? *fassaensis.* Based on these criteria, most – if not all – *Unionites* yielded by the Zauchenbach Creek locality represent *U.*? *fassaensis.*

Arthropoda: Xiphosura

Limulitella cf. bronni (Schimper, 1853)

Pl. 3, Figs. 13–16

Material: Four specimens (HMC).

Although the specimens are relatively poorly preserved, incomplete internal and external moulds with remains of the carapace, they are assigned to *Limulitella* Størmer, 1952, on the basis of their size and gross morphology, with certainty. The distinctly triangular genal spine with a straight inner margin, as well as the acute angle made by it with the antero-lateral margin of the opisthosoma, are characteristic features of *Limulitella*. The Zauchenbach Creek specimens bear strong resemblance to and may be conspecific with *L. bronni* (Schimper, 1853), type species of *Limulitella,* described by Schimper (1853: Pl. 3) and illustrated by Gall (1971: Pl. 7, Fig. 1) from the early Middle Triassic *Voltzia* Sandstone of the Vosges Mountains of France.

According to Lamsdell (2016), *Limulitella* was a freshwater genus. The findings documented here, however, confirm the opinion of Błażejowski et al. (2017), who interpreted it as an environmentally highly tolerant form with the ability to exist in both marine and fresh/brackish water.

Acknowledgements

Special thanks are due to Helmut Meierl, who allowed the author to study his valuable collection and helped several ways, as well as to Harry Lobitzer and Gerhard W. Mandl for their support and encouragement. Irene Zorn (GBA) kindly provided inventory numbers for the holotypes of the new species introduced in this paper and for the figured specimens of the plates. Her help is also gratefully acknowledged herein. Fieldwork was supported by the Geologische Bundesanstalt (Vienna).

References

Allasinaz, A. (1972): Revisione dei pettinidi Triassici. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **78**, 189–428, Milano.

Bittner, A. (1898): Beiträge zur Paläontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 689–718, Wien.

Bittner, A. (1899): Trias-Ablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes in der ostsibirischen Küstenprovinz. – Mémoires du Comité Géologique, **7**, 1–35, St. Petersbourg.

Bittner, A. (1901): Ueber *Pseudomonotis* Telleri und verwandte Arten der unteren Trias. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **50**, 559–592, Wien.

Błażejowski, B., Niedźwiedzki, G., Boukhalfa, K. & Soussi, M. (2017): *Limulitella tejraensis*, a new species of limulid (Chelicerata, Xiphosura) from the Middle Triassic of southern Tunisia (Saharan Platform). – Journal of Paleontology, **91**/5, 960–967, Lawrence.

Broglio Loriga, C., Góczán, F., Haas, J., Lenner, K., Neri, C., Oravecz Scheffer, A., Posenato, R., Szabó, I. & Tóth Makk, Á. (1990): The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. – Memorie di Scienze Geologiche, **42**, 41–103, Padova.

Ehrlich, E. (1946): Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebietes bei Schladming. I. Die Gervillien. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, **5**, 101–207, Graz.

Frech, F. (1911): Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten. – Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, **2** (Anhang), 1–96, Wien.

Gaillard, C., Goy, J., Bernier, P., Bourseau, J.P., Gall, J.C., Barale, G., Buffetaut, E. & Wenz, S. (2006): New jellyfish taxa from the Upper Jurassic lithographic limestone of Cerin (France): taphonomy and ecology. – Palaeontology, **49**/6, 1287–1302, London.

Gall, J.C. (1971): Faunes and paysages du Grès à *Voltzia* du nord des Vosges. Essai paléoecologique sur le Buntsandstein supérieur. – Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **34**, 318 p., Strasbourg.

Geyer, G. (1915): Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im Steirischen Salzkammergut. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **65**, 178–232, Wien.

Golubić, V. (2000): Biostratigraphic distribution of Upper Scythian ammonites in the reference area of Muć Gornji village, Croatia. – Natura Croatica, **9**, 237–274, Zagreb.

Hautmann, M., Smith, A.B., McGowan, A.J. & Bucher, H. (2013): Bivalves from the Olenekian (Early Triassic) of south-western Utah: systematics and evolutionary significance. – Journal of Systematic Palaeontology, **11**/3, 263–293, London.

Hofmann, R., Hautmann, M., Wasmer, M. & Bucher, H. (2013): Palaeoecology of the Spathian Virgin Formation (Utah, USA) and implications for the Early Triassic recovery. – Acta Palaeontologica Polonica, **58**/1, 149–173, Warsaw.

Hofmann, R., Hautmann, M., Brayard, A., Nützel, A., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Vennin, E., Olivier, N. & Bucher, H. (2014): Recovery of benthic marine communities from the end-Permian mass extinction at the low latitudes of eastern Panthalassa. – Palaeontology, **57**/3, 547–589, London.

Hofmann, R., Hautmann, M. & Bucher, H. (2015): Recovery dynamics of benthic marine communities from the Lower Triassic Werfen Formation, northern Italy. – Lethaia, **48**, 474–496, Oslo.

Johnson, R.G. & Richardson, E.S. (1968): The Essex Fauna and medusae. – Fieldiana Geology, **12**/7, 109–115, Chicago.

Kolar-Jurkovšek, T., Vuks, V.J., Aljinović, D., Hautmann, M., Kaim, A. & Jurkovšek, B. (2013): Olenekian (Early Triassic) fossil assemblage from eastern Julian Alps (Slovenia). – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **83**, 213–227, Kraków.

Krystyn, L. (1974): Die *Tirolites*-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **183**/1–3, 29–50, Wien.

Kumagae, T. & Nakazawa, K. (2009): Bivalves. – In: Shigeta, Y., Zakharov, Y.D., Maeda, H. & Popov, A.M. (Eds.): The Lower Triassic System in the Abrek Bay area, South Primorye, Russia. – National Museum of Nature and Science Monographs, **38**, 156–173, Tokyo.

Lamsdell, J.C. (2016): Horseshoe crab phylogeny and independent colonizations of fresh water: ecological invasion as a driver for morphological innovation. – Palaeontology, **59**, 181–194, London.

Mostler, H. & Rossner, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10**, 87–144, Erlangen.

Neri, C. & Posenato, F. (1985): New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy). – Geologisch–Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **14**, 83–107, Innsbruck.

Nützel, A. (2005): A new Early Triassic gastropod genus and the recovery of gastropods from Permian/Triassic extinction. – Acta Palaeontologica Polonica, **50**/1, 19–24, Warsaw.

Posenato, R. (1992): *Tirolites* (Ammonoidea) from the Dolomites, Bakony and Dalmatia: Taxonomy and biostratigraphy. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **85**/3, 893–929, Basel.

Posenato, R. (2008): Patterns of bivalve biodiversity from Early to Middle Triassic in the Southern Alps (Italy): Regional vs. global events. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **261**, 145–159, Amsterdam.

Schimper, W.P. (1853): Paleontologica Alsatica ou fragments paléontologiques des differents terrains stratifies qui se rencontre en Alsace. – Mémoires de la Société du Muséum d'histoire naturelle de Strasbourg, **4**, 1–10, Strasbourg.

Steiger, T. (1980): Geologische Aufnahme des Zauchenbachtales und des Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N' Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **26**, 213–245, Wien.

Szente, I. (2014): Bericht 2012 über geologische Untersuchungen von untertriassischen Fossilien in den Werfener Schichten auf Blatt 97 Bad Mitterndorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 285–286, Wien.

Tollmann, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **103**, 37–131, Wien.

Young, G.A. & Hagadorn, J.W. (2010): The fossil record of cnidarian medusae. – Palaeoworld, **19**, 212–221, Nanjing.

Received: 4. August 2020, accepted: 25. August 2020

Plate 1

Figs. 1–4: *Anthracomedusa* ? *hoferhauseri* n. sp. 1: holotype (GBA 2020/004/0001) (2–4: HMC). Note that the appearance of circular pits of the axial structure in Figures 1–3 is due to over-preparation.

Figs. 5–9: *Natiria costata* (MÜNSTER) (8, 9: GBA 2020/004/0003, 2020/004/0004) (5–7: HMC).

Figs. 10–15: *Werfenella rectecostata* (HAUER) (12–15: GBA 2020/004/0005–2020/004/0008) (10–11: HMC).

Figs. 16–19: *Dalmatites morlaccus* KITTL (HMC).

Specimens figured are housed in the Collection of the Geologische Bundesanstalt (Vienna) unless indicated as HMC (HELMUT MEIERL collection). All specimens are coated with ammonium chloride and figured in natural size.

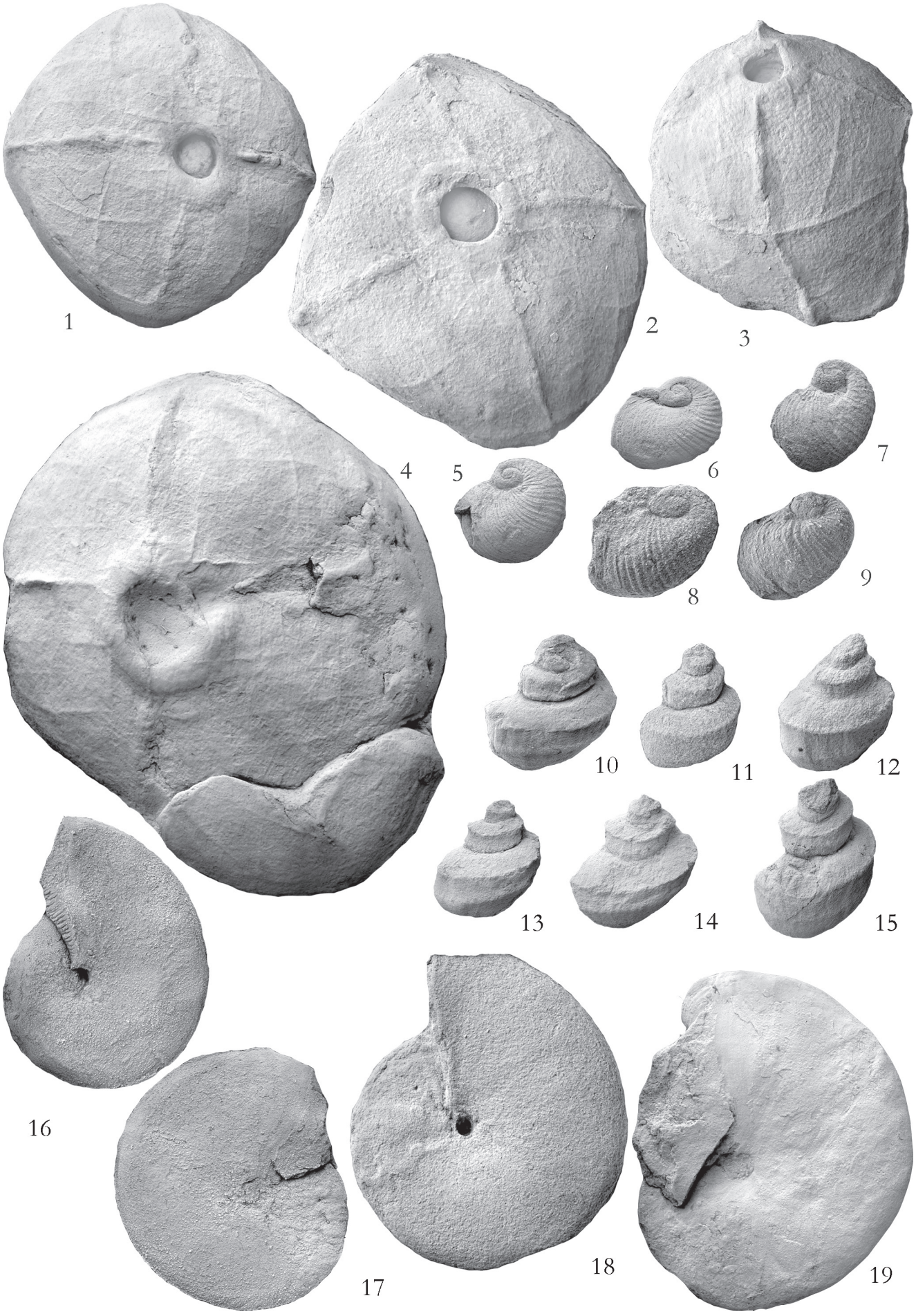

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

Plate 2

Figs. 1, 2: *Dalmatites morlaccus* KITTL (GBA 2020/004/0009, 2020/004/0010).
Figs. 3–14: *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) (7–14: GBA 2020/004/0011–2020/004/0018) (3–6: HMC).
Figs. 15, 17–20: *Bakevellia exporrecta* (LEPSIUS) (18–20: GBA 2020/004/0019–2020/004/0021) (15, 17: HMC).
Fig. 16: *Bakevellia castelli* (WITTENBURG) (HMC).
Figs. 21–25: *Eumorphotis telleri* (BITTNER) (22, 24, 25: GBA 2020/004/0022–2020/004/0024) (21, 23: HMC).
Fig. 26: *Eumorphotis multiformis* (BITTNER) (GBA 2020/004/0025).

Specimens figured are housed in the Collection of the Geologische Bundesanstalt (Vienna) unless indicated as HMC (HELMUT MEIERL collection). All specimens are coated with ammonium chloride and figured in natural size.

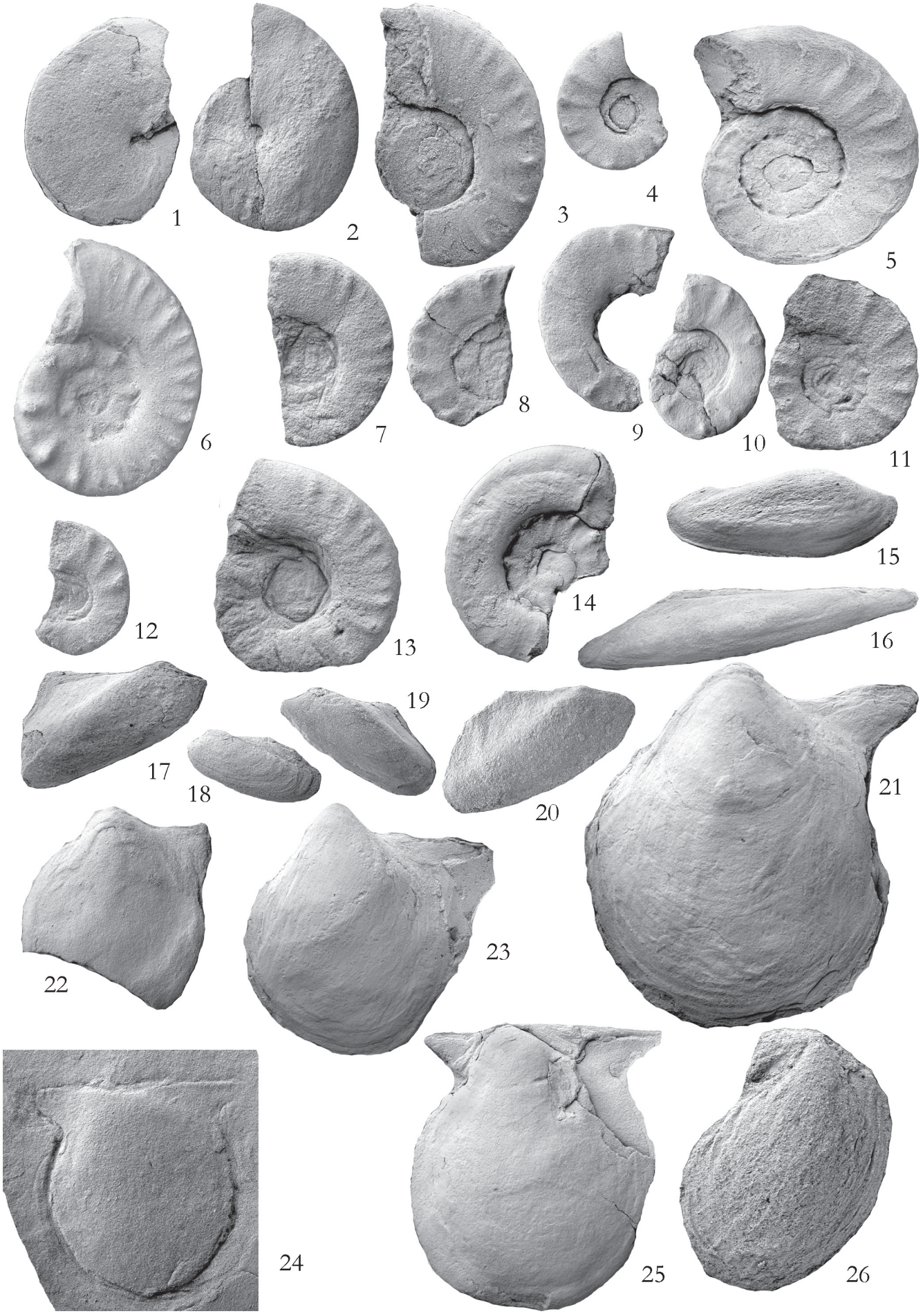

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

Plate 3

Figs. 1–4: *Eumorphotis multiformis* (Bittner) (3, 4: GBA 2020/004/0026, 2020/004/0027) (1, 2: HMC).

Fig. 5: *Eumorphotis* sp. (HMC).

Figs. 6, 7: *Avichlamys hoferhauseri* n. sp. 6: holotype (GBA 2020/004/0002) (plaster cast) (7: GBA 2020/004/0028).

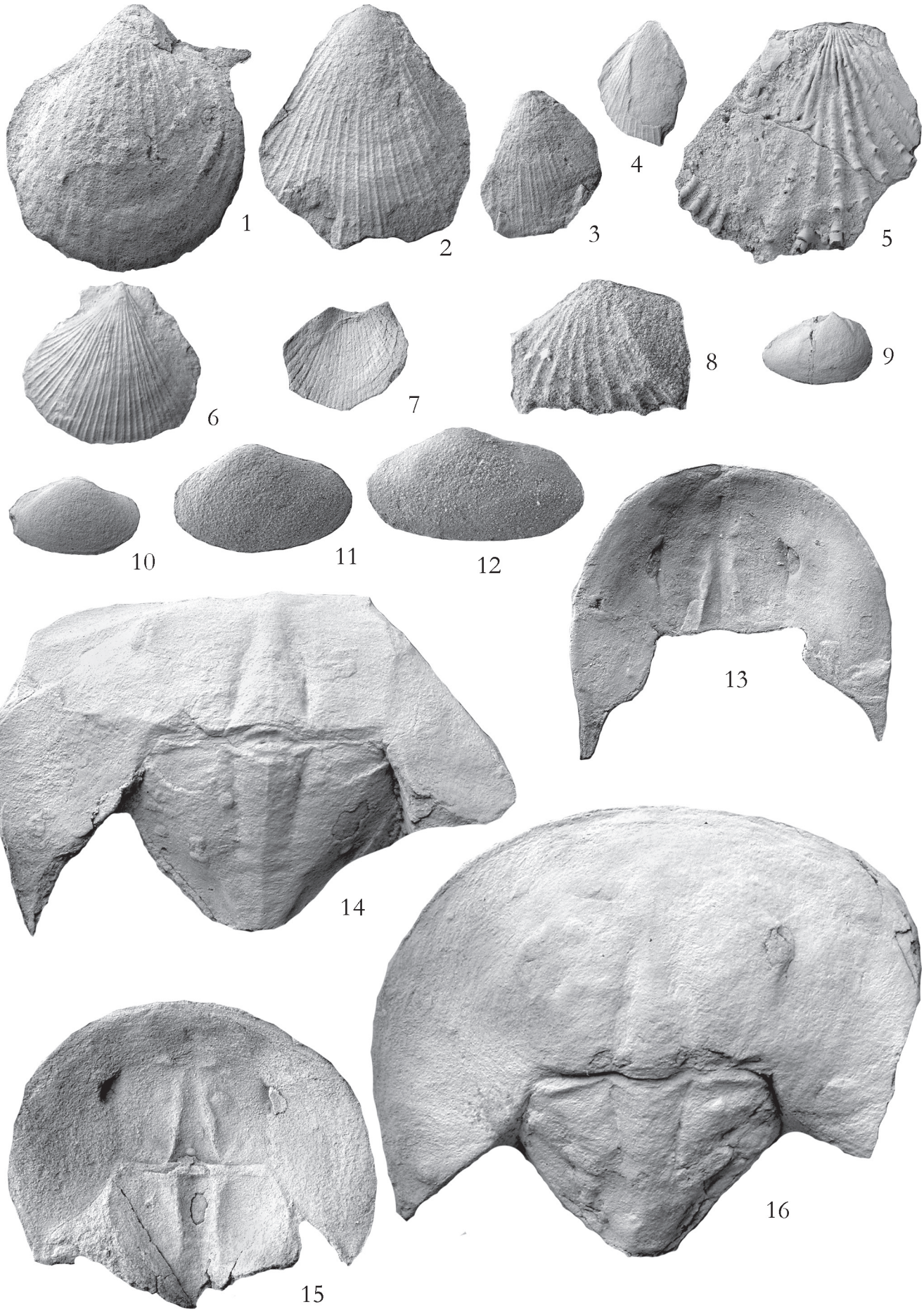
Fig. 8: *Costatoria costata* (Zenker), 4X, (GBA 2020/004/0029).

Fig. 9: *Neoschizodus laevigatus* (Zieten) (GBA 2020/004/0030).

Figs. 10–12: *Unionites* ? *fassaensis* (Wissmann in Münster) (GBA 2020/004/0031–2020/004/0033).

Figs. 13–16: *Limulitella* cf. *bronni* (Schimper, 1853) (HMC). The specimens depicted in Figures 13 and 15 are external moulds.

Specimens figured are housed in the Collection of the Geologische Bundesanstalt (Vienna) unless indicated as HMC (Helmut Meierl collection). All specimens are coated with ammonium chloride and figured in natural size except Plate 3, Figure 8.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 241–250 | Wien, Dezember 2020

Turonian and Coniacian Calcareous Nannofossils of the Awgu Formation, Calabar Flank, Southeastern Nigeria

Dedicated to Herbert Stradner (* May 23, 1925) on the occasion of his 95th birthday

LILIAN ŠVÁBENICKÁ[1], HOLGER GEBHARDT[2] & HARALD LOBITZER[3]

3 Text-Figures, 1 Plate

Calcareous nannofossils
Turonian to Coniacian
Awgu Formation
Calabar Flank
Cross River State
Nigeria

Contents

Abstract 241
Zusammenfassung 242
Introduction. 242
Geological setting 242
Previous study: the report of STRADNER & ČEPEK (1980) 243
Material and methods 243
  Material 243
  Methods 243
Results 243
  Sample Bakoko 2 243
  Sample Bakoko 3 244
  Sample Bakoko 4 244
  Foraminifera and macrofaunal elements 244
  Biostratigraphic results 244
Discussion 245
  40 years since the report of STRADNER & ČEPEK 245
  Palaeoenvironmental interpretations 245
Conclusions 245
Acknowledgements. 246
References 246
Plate 248
Appendix. 250

Abstract

Cretaceous calcareous nannofossils are present in rock samples from the Awgu Formation taken for raw material prospection near Bakoko in Cross River State, southeastern Nigeria. The findings show the presence of Lower Turonian shales with *Lucianorhabdus maleformis* (UC7 Zone), Middle–Upper Turonian shales with *Marthasterites furcatus* and *Eiffellithus eximius* (UC8 Zone), and Lower–Middle Coniacian shales with ?*Micula staurophora* (UC10 Zone) and *Eiffellithus nudus*. The presence of *Gartnerago obliquum* and thoracosphaers indicates shallow sea with close contact with the open sea and *Braarudosphaera bigelowii* points to possible supply of terrestrial material. The revision of an internal report by Stradner and Čepek from 1980 showed that the stratigraphic conclusions are nearly the same.

1 LILIAN ŠVÁBENICKÁ: Czech Geological Survey, Klárov 131/3, CZ-118 21 Praha, Czech Republic. lilian.svabenicka@geology.cz
2 HOLGER GEBHARDT: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Austria. holger.gebhardt@geologie.ac.at
3 HARALD LOBITZER: Lindaustraße 3, 4820 Bad Ischl, Austria. harald.lobitzer@aon.at

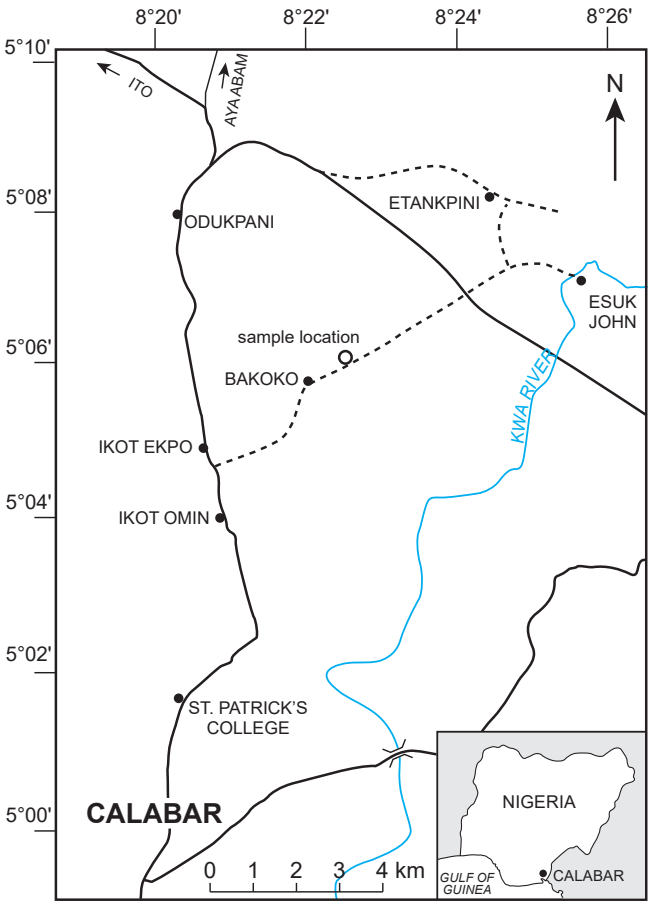
Kalkige Nannofossilien der Awgu-Formation (Turonium und Coniacium), Calabar Flank, Südostnigeria

Zusammenfassung

Es wurde kreidezeitliches kalkiges Nannoplankton aus Gesteinsproben der Awgu-Formation aus der Umgebung von Bakoko in Cross River State, südöstliches Nigeria, untersucht. Die Ergebnisse zeigen das Vorkommen von Tonsteinen des Unteren Turoniums mit *Lucianorhabdus maleformis* (UC7-Zone), des Mittleren bis Oberen Turoniums mit *Marthasterites furcatus* und *Eiffellithus eximius* (UC8-Zone), sowie des Unteren bis Mittleren Coniaciums mit ?*Micula staurophora* (UC10-Zone) und *Eiffellithus nudus* an. Das Vorkommen von *Gartnerago obliquum* und Thoracosphaeren deutet auf flaches Wasser sowie die Nähe zum offenen Meer, und das von *Braarudosphaera bigelowii* auf die mögliche Zufuhr von terrestrischem Material hin. Die Revision eines internen Berichts von Stradner und Čepek aus dem Jahr 1980 zeigt, dass die stratigrafischen Schlussfolgerungen nahezu gleich geblieben sind.

Introduction

The samples described in this paper were collected in 1976 in the course of cement raw material prospecting by Harry Lobitzer in close cooperation with the geologists from the Calabar Cement Company (Calcemco). Special focus of these extensive field investigations was put not only on limestone, but also on supplementary industrial rocks suitable for cement production, such as sand, clay, marl, shale, bauxite and lateritic soils. These commodities supply the bulk of the silica, alumina and ferric oxide for blending of the raw meal for the desired cement-clinker composition, which in practice is determined by the locally available raw materials. Claystones from the Cenomanian Eze-Aku and Turonian–Coniacian Awgu formations were geochemically and micropalaeontologically examined. The subject of this paper is the revision of the nannofossil stratigraphy, which was reported internally by Stradner & Čepek (1980).



Text-Fig. 1.
Location of Bakoko village in Cross River State, southern Nigeria. Sketch map based on Directorate of Overseas Surveys (1966).

Geological setting

On the so-called "Calabar Flank" sensu Murat (1972), which extends along the southern slopes of the Precambrian crystalline basement complex of the Oban Hills, sedimentation started in the Aptian with limnic fluvio-deltaic clastic sediments of the Awi Formation (Adeleye & Fayose, 1978). The Oban Hills acted as a source area of sediments for the Calabar Flank, which structurally is part of the foundered southeastern Nigerian continental margin, respectively constitutes the southernmost part of the Benue Trough (Benkhelil et al., 1989).

As a consequence of the opening of the South Atlantic Ocean – hand in hand with the separation of South America from Westafrica, on the Calabar Flank shallow marine carbonatic sedimentation started in the middle Albian with the establishment of the "Mfamosing Limestone carbonate platform" sensu Kennedy et al. (2019). The Mfamosing Limestone carbonate platform survived until the Albian/Cenomanian boundary, when it was abruptly terminated by the development of a hardground and omission surface. The Mfamosing Limestone (Oti & Koch, 1990; Reijers, 1998; Reijers & Petters, 1987; a.o.) in the closer surroundings of the old Mfamosing limestone quarry is overlain by well bedded grey shales, silty-sandy shales and more rarely greyish-buff calcareous sandstones of the Eze-Aku Formation and the conformable overlying Awgu Formation. The Campanian–Maastrichtian Nkporo Shales cap the Cretaceous marine sequence of the Calabar Flank. A modern overview of Late Cretaceous stratigraphy and palaeogeography of Nigeria is presented by Edegbai et al. (2018).

At the sampling area near Bakoko (Text-Fig. 1), alternating beds of predominantly fine clastic grey shales, silty-sandy and more rarely brownish or greyish-buff calcareous sandstones dip with 215/09. Some of the numerous exposures of these fine-clastic sediments probably belong to the Cenomanian Eze-Aku Formation. However, all the samples described here belong to the conformably overlying Awgu Formation (Text-Fig. 2). Only at the sample point Bakoko 4 conspicuous macrofaunistic elements could be observed, namely shell debris of the thick prismatic layer of the epibenthic pelecypod *Inoceramus* and very scarce poorly preserved ammonite casts. In some coarser grained sandstone intercalations, also pyrite is present in variable

Text-Fig. 2.
The photograph shows the approximately 6 m thick outcrop of the Awgu Formation of sample point Bakoko 4. Use airline bag as scale.

amounts and the beds have an intense bituminous odour. In the washing residues, planktic foraminifera and subordinately ostracods and fish-teeth are present.

The Awgu Shales and the underlying Eze-Aku Shales can be merged to the Nkalagu Formation (PETTERS & EKWEOZOR, 1982). However, in all samples from both the Cenomanian Eze-Aku Shales and the Odukpani Formation the characteristic foraminifer *Thomasinella punica* is omnipresent in the coarse grained washing residues. This occurrence is probably the first proof of this species for Nigeria (KENNEDY et al., 2019; KENNEDY & LOBITZER, 2019). The first published record of calcareous nannofossils from southern Nigeria is the paper of PERCH-NIELSEN & PETTERS (1981).

Previous study: the report of STRADNER & ČEPEK (1980)

In 1976, Herbert Stradner processed and studied, probably without any separation method, more than 150 smear slides of clays and marls from the wider surroundings of the (old) Mfamosing Limestone Quarry. While all the preparations of the Cenomanian Eze-Aku Formation were found to be barren of calcareous nannofossils, they could be detected in three samples of the Awgu Formation, marked as Bakoko 2, Bakoko 3 and Bakoko 4. In 1980, Stradner, assisted by Pavel Čepek from the Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, Germany, studied the samples again. An internal report was prepared (STRADNER & ČEPEK, 1980), which is now revised in the present paper.

Material and methods

Material

The scattered clay outcrops consist of well bedded clastic sediments of the Awgu Formation, which are exposed along a bush track about half an hour´s walk to the NE of Bakoko village, which is located at latitude 5°05'41"N, longitude 8°22'15"E, about 10 km ESE of Odukpani village, or about 13 km NE of Calabar, the capital of Cross River State in southeastern Nigeria (Text-Fig. 1). Field sampling points were relatively easy to localize on the topographic map (sheet 323 Uwet S.E., DIRECTORATE OF OVERSEAS SURVEYS, 1966). Climbing down a few meters from a terrain terrace to a heavily damaged concrete bridge, before entering a swampy plain in the rainforest, served as a topographical fixed point for localizing the outcrops.

Methods

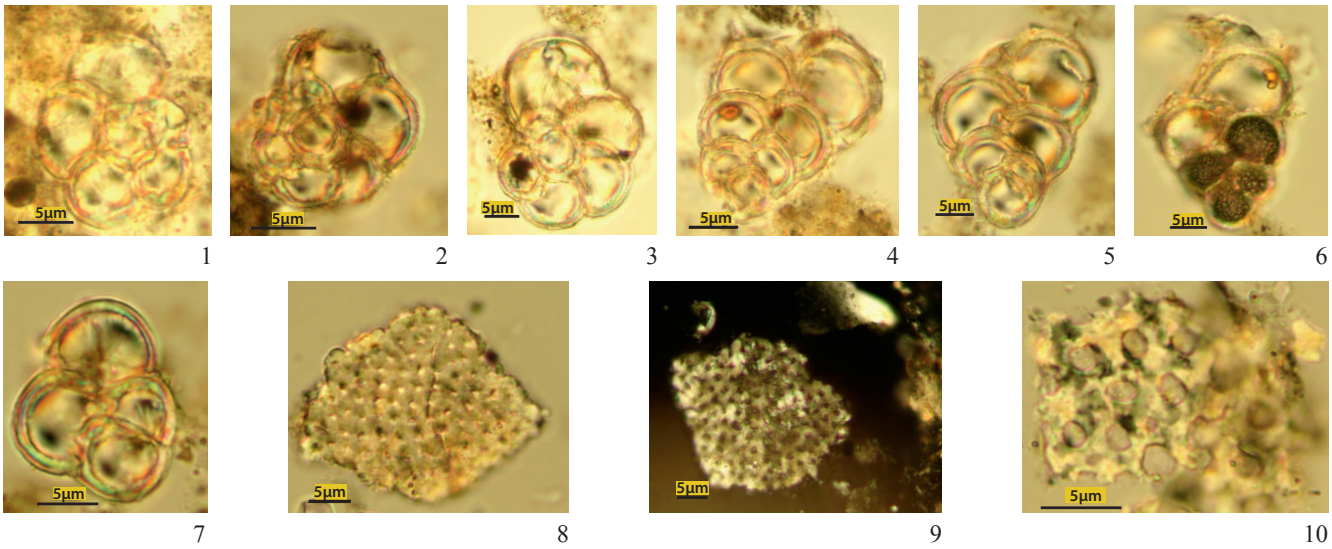
Herbert Stradner processed smear slides probably without any separation method. For this revision study, these original smear slides marked as Bakoko 2, Bakoko 3 and Bakoko 4 were observed under a Nikon Microphot-FXA transmitting light microscope with immersion objectives of ×100 magnification. Photodocumentation was made by digital camera Nikon DXM1200F using SW ACT-1. Smear slides are kept in the collections of the Geologische Bundesanstalt in Vienna under the acquisition numbers GBA 2020/003/0001, GBA 2020/003/0002 and GBA 2020/003/0003.

The species identification follows BURNETT (1998) and Nannotax website (YOUNG et al., 2018). Biostratigraphic data were interpreted with the reference to nannofossil zonations of BURNETT (1998, Upper Cretaceous UC Zones). The following abbreviations were used in the text: FO = the first occurrence of taxon, LO = the last occurrence of taxon, FVM = field of view of the microscope.

Results

Sample Bakoko 2

Mostly fragmented calcareous nannofossils in abundances of 1–2 specimens in 10 FVM were found in the fine particles of predominantly inorganic material. Fragments of *Gartnerago obliquum* quantitatively prevail over *Watznaueria barnesiae*. Outer rims of other coccoliths such as genus *Prediscosphaera* and small unidentifiable nannofossils with a diameter of ± 1–2 µm were also present. In addition, presumably the juvenile stages of planktonic foraminifers (size 5 to 15 µm) were rarely present.



Text-Fig. 3.
Foraminifera and macrofossil elements found in smear slides. **1–3.** *Muricohedbergella* sp. (probably *M. delrioensis*). **4–6.** *Heterohelix* sp. **6.** with framboidal pyrite in early chambers. **7.** Foraminifera, genus not classifiable. **8–10.** Echinoderm fragments (sclerites). **10.** probably holothurian sclerite (sea cucumber).

The following species were identified: *Broinsonia enormis, Calculites ovalis, Chiastozygus litterarius, Discorhabdus ignotus, Eiffellithus perch-nielseniae, Eiffellithus* sp. (central fields strongly etched), *Gartnerago obliquum, Lucianorhabdus maleformis, Manivitella pemmatoidea* (fragments), *Microrhabdulus decoratus, Octolithus* sp., *Prediscosphaera columnata* (outer rims), *P. cretacea, Prediscosphaera* sp. (fragments of the outer rims), *Thoracosphaera* sp., *Watznaueria barnesiae, W. biporta, Zeugrhabdothus diplogrammus, Z. praesigmoides, Zeugrhabdothus* sp. (small specimens with a diameter 1–2 µm).

Sample Bakoko 3

The smear slide contains particles of mainly inorganic origin of various sizes. Calcareous nannofossils occur with 3–12 specimens in 10 FVM and are mostly fragmented. The assemblage is characterized by relative abundant *Gartnerago obliquum* (partly fragmented) and by the genera *Watznaueria* and *Eiffellithus.* Outer rims of the genera *Prediscosphaera*, *Zeugrhabdotus, Eiffellithus,* etc. are present. One questionable specimen of *Micula staurophora* was detected. High number of juvenile stages and fragments of adult tests of planktic foraminifers are present.

The following species were identified: *Ahmuellerella octoradiata, Braarudosphaera bigelowii parvula, Corollithion signum, Cretarhabdus conicus, Eiffellithus eximius, E. nudus, E. perch-nielseniae, Gartnerago obliquum, Helicolithus trabeculatus, Lucianorhabdus maleformis, Manivitella pemmatoidea* (fragment), *Marthasterites furcatus, Microrhabdulus decoratus,* ?*Micula staurophora, Placozygus fibuliformis, Prediscosphaera columnata, P. cretacea, P. spinosa, Retacapsa surirrela, Rhagodiscus angustus, Thoracosphaera* sp., *Watznaueria barnesiae, W. biporta*, *Zeugrhabdotus diplogrammus, Z. scutula.*

Sample Bakoko 4

Poorly preserved and mostly fragmented calcareous nannofossils occur in abundances with 1–3 specimens/10 FVM were found within particles of inorganic origin. The assemblage is characterized by small specimens (3–6 µm) including relative abundant and also small *Gartnerago obliquum*. Compared to sample Bakoko 3, the number of *Lucianorhabdus maleformis* is significantly lower. On the contrary, *Marthasterites furcatus* is relative abundant. Probably juvenile stages of planktic foraminifers (size 5 to 25 µm) are rarely present.

The following species were identified: *Biscutum* sp., *Braarudosphaera bigelowii bigelowii, Broinsonia enormis, B. signata, Chiastozygus litterarius, Discorhabdus ignotus, Eiffellithus eximius, E. perch-nielseniae* (fragment), *Gartnerago obliquum, Helicolithus trabeculatus, Lucianorhabdus maleformis, Marthasterites furcatus, Microrhabdulus decoratus, Octolithus multiplus, Placodiscus fibuliformis, Prediscosphaera cretacea, Retacapsa crenulata, Rhagodiscus angustus, R. splendens, Staurolithites crux, Thoracosphaera* sp., *Watznaueria barnesiae, Zeugrhabdotus diplogrammus*.

Foraminifera and macrofaunal elements

In the smear slides, also planktic foraminifera and skeletal elements of macrofossils were found (Text-Fig. 3). Planktic foraminifera include *Muricohedbergella* sp. (most likely *M. delrioensis*) and *Heterohelix* sp. Foraminiferal chambers may contain framboidal pyrite (Text-Fig. 3.6). Found macrofaunal elements are sclerites of echinoderms, some of them likely from holothurians.

Biostratigraphic results

The nannofossil record is different in each of the three Bakoko samples. The assemblages were secondarily depleted. Particularly the presence of *Eiffellithus nudus* in Bakoko 3 and the relatively abundant *Marthasterites furcatus* in Bakoko 4 had to be taken into account in the stratigraphic interpretations. Calcareous nannofossils indicate the following relative ages of the investigated deposits (from basis to top):

Bakoko 2: Lower Turonian (upper part) with *Lucianorhabdus maleformis*, UC7 Zone.

Bakoko 4: Middle–?Upper Turonian with *Marthasterites furcatus* and *Eiffellithus eximius*, UC8 Zone. The FO of *M. furcatus* in South England (lower latitudes; Burnett, 1998) correlates within the lower part of UC9a Zone, Middle–Upper Turonian. Nevertheless, the marker species of this zone was not found. The relative age is supported by *Placozygus fibuliformis* with its FO in the Upper Turonian (Young et al., 2018).

Bakoko 3: Lower–Middle Coniacian with ?*Micula staurophora* (Pl. 1, Figs. 27, 28), UC10 Zone. The Coniacian Stage is indicated not only by one problematic specimen of *M. staurophora*, but also by *Eiffellithus nudus* (Pl. 1, Figs. 11–14) with its FO in the Coniacian (Shamrock & Watkins, 2009).

Discussion

40 years since the report of Stradner & Čepek

When reading the Stradner & Čepek (1980) text, we have to take into account that samples were studied forty years ago and conclusions correspond to the knowledge at that time. Since 1980, many new nannofossil taxa have been described. The stratigraphic ranges of nannofossil markers were refined and correlated with other fossil groups. New nannofossil zones have been defined that more precisely determine the relative age of the Upper Cretaceous sediments (Sissing, 1977; Perch-Nielsen, 1985; Burnett, 1998). For the nearby Lower Benue Trough, Gebhardt (2001) suggested a zonation for the Turonian to Coniacian sediments for the Nkalagu Formation. Since 1980, nannofossil evolution lineages, such as the Polycyclolithaceae (Varol, 1992), including the lineage *Quadrum-Micula* or of the genus *Eiffellithus* (Shamrock & Watkins, 2009), have been published.

Based on their observations, Stradner & Čepek (1980) stratigraphically correlated sediments from Bakoko with the *Eiffellithus eximius* nannoplankton zone of Verbeek (1976) which ranges from the uppermost Turonian to Lower Coniacian. They took into account the finding of poorly preserved specimens of "*Tetralithus pyramidus*" sensu Roth & Bowdler (1979) and interpreted them as morphotypes of *Micula staurophora*. Therefore, they mentioned also the nannoplankton zone *Tetralithus pyramidus* of Čepek & Hay (1969) as the interval from the FO of *T. pyramidus* to the *FO of Marthasterites furcatus*. In the 1970s, the FO of *Micula staurophora* was correlated with the Upper Turonian and the FO of *M. furcatus* with the Upper Coniacian (see Stradner & Čepek 1980).

With respect to Polycyclolithaceae, only one specimen of a questionable *Micula staurophora* was found in Bakoko 3 (Pl. 1, Figs. 27, 28). Like Stradner & Čepek in 1980, after forty years there are doubts as to whether it is really *M. staurophora*. It should be noted that no marker species of zone UC9 were found, which spans the interval from the upper Middle Turonian up to the base of the Middle Coniacian.

The revision of calcareous nannofossils from the same smear slides prepared by Herbert Stradner in 1976 and presented by Stradner & Čepek in an unpublished report in 1980, showed that the stratigraphic conclusions are very similar to ours.

Palaeoenvironmental interpretations

As the results by Herbert Stradner demonstrated, all samples of the Cenomanian Eze-Aku Shales from the wider surroundings of the Mfamosing quarry and also from the Mid-Cenomanian Odukpani Formation along the Odukpani–Itu highway, were barren of calcareous nannofossils (see Kennedy et al., 2019; Kennedy & Lobitzer, 2019). Apparently, calcareous nannofossils in the sedimentary sequence of the Calabar Flank probably occurred not earlier than in the Turonian to Coniacian Awgu Shales. This is similar to the situation in the Lower Benue Trough where calcareous nannofossils were not reported before the Turonian (Gebhardt, 2001).

Palaeo-water depth estimations for the Awgu Formation changed during the last decades. In the adjacent Lower Benue Trough, estimations based on benthic foraminiferal assemblages and intercalated calcarenites and bioturbated shallow-water sandstones were in the range of 30 to 50 m (Petters, 2014; Petters & Ekweozor, 1982). However, new studies re-interpreted the sedimentary facies of the central parts (Nkalagu area) as deep-water shales and turbitite systems with upper bathyal palaeo-water depths of 200 to 400 m (Oti, 1990; Gebhardt, 2001, 2004; Gebhardt et al., 2020). Long-term sea-level changes were attributed to 405 Kyr eccentricity cycles (Gebhardt et al., 2020).

Because of similar sedimentological parameters and nearly identical microfossil assemblages with the Lower Benue Trough, also outer neritic to upper bathyal depositional environments could be assumed for the Turonian to Coniacian Awgu Formation of the Bakoko area. However, the presence of *Gartnerago obliquum* (Pl. 1, Figs. 22, 23) and thoracosphaers in the investigated samples point to a shallow sea but with close contact with the open sea. *Braarudosphaera bigelowii* (Pl. 1, Figs. 29, 30, 35, 36) may indicate supply of terrestrial material from nearby land. The restricted marine species *Watznaueria barnesiae* (Pl. 1, Fig. 19) is not dominating the nannofossil assemblages at Bakoko, a fact that supports the proximity of land at the time of deposition (see e.g., Perch-Nielsen; 1985; Roth & Bowdler, 1981; Roth & Krumbach, 1986 for ecologic preferences of calcareous nannoplankton species).The area occasionally attained anoxic levels at least in the porewater of the sediment, as presence of framboidal pyrite in some foraminiferal chambers suggests (e.g., Wilkin et al., 1997; Wignall & Newton, 1998; Text-Fig. 2.6).

Conclusions

This study of calcareous nannofossils in the same smear slides prepared by Herbert Stradner in 1976 (Stradner & Čepek, 1980) showed that the stratigraphic conclusions are nearly the same. This shows clearly the high professional erudition, skills and foresight of both experts. The study of nannofossils has received a great deal over the last forty years: dozens of new species have been described, attention has been focused on the nannofossil phylogeny and the data correlated with macro-, micro- and chronostratigraphic information. All this contributed to the definition of new nannoplankton zones, which made stratigraphic correlations more precise.

The stratigraphic and palaeoenvironmental conclusions of Stradner & Cepek (1980) and this review work are similar: Bakoko 2: Lower Turonian with *Lucianorhabdus maleformis*, UC7 Zone. Bakoko 3: Lower–Middle Coniacian with ?*Micula staurophora,* UC10 Zone. The Coniacian stage is indicated also by *Eiffellithus nudus* (sensu Shamrock & Watkins, 2009). Bakoko 4: Middle–Upper Turonian with *Marthasterites furcatus* and *Eiffellithus eximius*, UC8 Zone. The presence of *Gartnerago*

obliquum and thoracosphaers indicates a shallow sea with close contact with the open sea and *Braarudosphaera bigelowii* draws attention to the possible supply of terrestrial material.

Acknowledgements

During his stay with Calabar Cement Company (Calcemco) in the years 1976 and 1977, Harry Lobitzer enjoyed the hospitality and friendship of the following esteemed gentlemen, for which he is still very grateful. B.O. Edet, General Manager of Calcemco, provided me and U.L. Adie, E.O. Esu and U.O. Usen, geologists of Calcemco, a car with driver also on weekends, thus giving us the opportunity to learn more about the geology of the Calabar Flank. Cordial thanks in particular to our field guide in Bakoko, the honourable Mr. Bwe Emeh, who spoke German, which he learnt during German colonial rule in nearby Cameroun. Thanks also to local helpers, drivers, and others, not mentioned by name here. We are also grateful to Thomas Hofmann (Geological Survey of Austria, Vienna) for his assistance with literature and to Irene Zorn (collections of GBA) for the loan of the original smear slides of the Stradner collection. This nannofossil study is a contribution to research project no. 310780, which is part of the Strategic Research Plan of the Czech Geological Survey (DRKVO/ČGS 2018-2022).

References

Adeleye, D.R. & Fayose, E.A. (1978): Stratigraphy of the Type Section of Awi Formation, Odukpani Area, Southeastern Nigeria. – Nigerian Journal of Mining and Geology, **15**, 33–37, Ibadan.

Benkhelil, J., Giraud, M., Ponsard, J.F. & Saugy, L. (1989): The Bornu-Benue Trough, the Niger Delta and its offshore: Tectono-sedimentary reconstruction during the Cretaceous and Tertiary from geophysical data and geology. – In: Kogbe, C.A. (Ed.): Geology of Nigeria. – 2nd Edition, 277–309, Ibadan (Ibadan University Press).

Burnett, J.A. (1998): Upper Cretaceous. – In: Bown, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, 132–199, London (Chapman and Hall, Kluver Academic Publishing Group).

Čepek, P. & Hay, W.W. (1969): Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. – Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societes, **19**, 323–336, Tulsa.

Directorate of Overseas Surveys (1966): Uwet S.E. – Topographic map of Nigeria, Sheet 323 Uwet S.E., Lagos.

Edegbai, A.J., Schwark, L. & Oboh-Ikuenobe, F.E. (2018): A review of the latest Cenomanian to Maastrichtian geological evolution of Nigeria and its stratigraphic and paleogeographic implications. – Journal of African Earth Sciences, **150**, 823–837, Amsterdam.

Gebhardt, H. (2001): Calcareous nannofossils from the Nkalagu formation type locality (middle Turonian to Coniacian, southern Nigeria): biostratigraphy and palæo-ecologic implications. – Journal of African Earth Sciences, **32**, 391–402, Amsterdam.

Gebhardt H. (2004): Planktonic foraminifera of the Nkalagu Formation type locality (southern Nigeria, Cenomanian to Coniacian): biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. – Cretaceous Research, **25**, 191–209, Amsterdam.

Gebhardt, H., Akande, S.O. & Adekeye, O.A. (2020): Cenomanian to Coniacian sea-level changes in the Lower Benue Trough (Nkalagu area, Nigeria) and the eastern Dahomey Basin: Palaeontological and sedimentological evidence for eustasy and tectonism. – In: Wagreich, M., Hart, M.B., Sames, B. & Yilmaz, I.O. (Eds.): Cretaceous climate events and short-term sea-level changes. – Geological Society of London, Special Publications, **498**, 233–255, London.

Kennedy, W.J. & Lobitzer, H. (2019): Middle Cenomanian ammonites from the Odukpani Formation, Calabar Flank, Cross River State, southeastern Nigeria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 247–287, Wien.

Kennedy, W.J., Lobitzer, H. & Stojaspal, F. (2019): Upper Albian and Lower Cenomanian ammonites from the Mfamosing Quarry, Calabar Flank, Cross River State, south-eastern Nigeria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 203–245, Wien.

Murat, R.C. (1972): Stratigraphy and palaeogeography of the Cretaceous and Lower Tertiary in southern Nigeria. – In: Dessauvagie, T.F.J. & Whiteman, A.J. (Eds.): African Geology. – Department of Geology, University of Ibadan, 251–266, Ibadan.

Oti, M.N. (1990): Upper Cretaceous off-shelf carbonate sedimentation in the Benue Trough: The Nkalagu Limestone. – In: Ofoegbu, C.O. (Ed.): The Benue Trough, Structure and Evolution, 321–358, Braunschweig (Friedrich Vieweg & Sohn).

Oti, M.N. & Koch, R. (1990): Mid-Cretaceous Shelf Carbonates: The Mfamosing Limestone, Lower Benue Trough (Nigeria). – Facies, **22**, 87–102, Erlangen.

Perch-Nielsen, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329–426, Cambridge (Cambridge University Press).

Perch-Nielsen, K. & Petters, S.W. (1981): Cretaceous and Eocene microfossil ages from the southern Benue Trough, Nigeria. – Archives des Sciences et compte rendu de la Société de Physique et d´Histoire Naturelle, **34**, 211–218, Nice.

Petters, S.W. (2014): Regional Geology of Africa, 2nd edition. – Lecture Notes in Earth Sciences, **40**, 748 pp., Berlin.

Petters, S.W. & Ekweozor, C.M. (1982): Petroleum geology of Benue Trough and southeastern Chad Basin, Nigeria. – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **66**, 1141–1149, Tulsa.

Reijers, T.J.A. (1998): The Mfamosing Limestone in SE Nigeria: Outcrop-Subsurface Correlation and Reservoir Development. – Journal of Petroleum Geology, **21,** 467–481, London.

Reijers, T.J.A. & Petters, S.W. (1987): Depositional environment and diagenesis of Albian carbonates on the Calabar Flank, SE Nigeria. – Journal of Petroleum Geology, **10**/3 283–294, London.

Roth, P.H. & Bowdler, J.L. (1979): Evolution of the calcareous nannofossil genus Micula in the Late Cretaceous. – Micropaleontology, **25**, 272–280, New York.

Roth, P.H. & Bowdler, J.L. (1981): Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. – SEPM Special Publication, **32**, 517–546, Tulsa.

Roth, P.H. & Krumbach, K.R. (1986): Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and preservation in the Atlantic and Indian Oceans: implications for paleoceanography. – Marine Micropaleontology, **10**, 235–266, Amsterdam.

SHAMROCK, J.L. & WATKINS, D.K. (2009): Evolution of the Cretaceous calcareous nannofossil genus *Eiffellithus* and its biostratigraphic significance. – Cretaceous Research, **30**, 1083–1102, Amsterdam.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **56**, 37–65, Amsterdam.

STRADNER, H. & ČEPEK, P. (1980): Nannoplankton aus der tieferen Oberkreide von Bakoko, Nigeria. – Internal report (typewritten Manuscript), 4 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAROL, O. (1992): Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. – Newletters on Stratigraphy, **27**, 93–127, Berlin.

VERBEEK, J.W. (1976): Upper Cretaceous nannoplankton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. – Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, **B79**, 129–148, Den Haag.

WIGNALL, P.B. & NEWTON, R. (1998): Pyrite framboid diameter as a measure of oygen deficiency in ancient midrocks. – American Journal of Science, **298**, 537–552, Yale.

WILKIN, R.T., ARTHUR, M.A. & DEAN, W.E. (1997): History of water-collumn anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. – Earth and Planetary Science Letters, **148**, 517–525, Amsterdam.

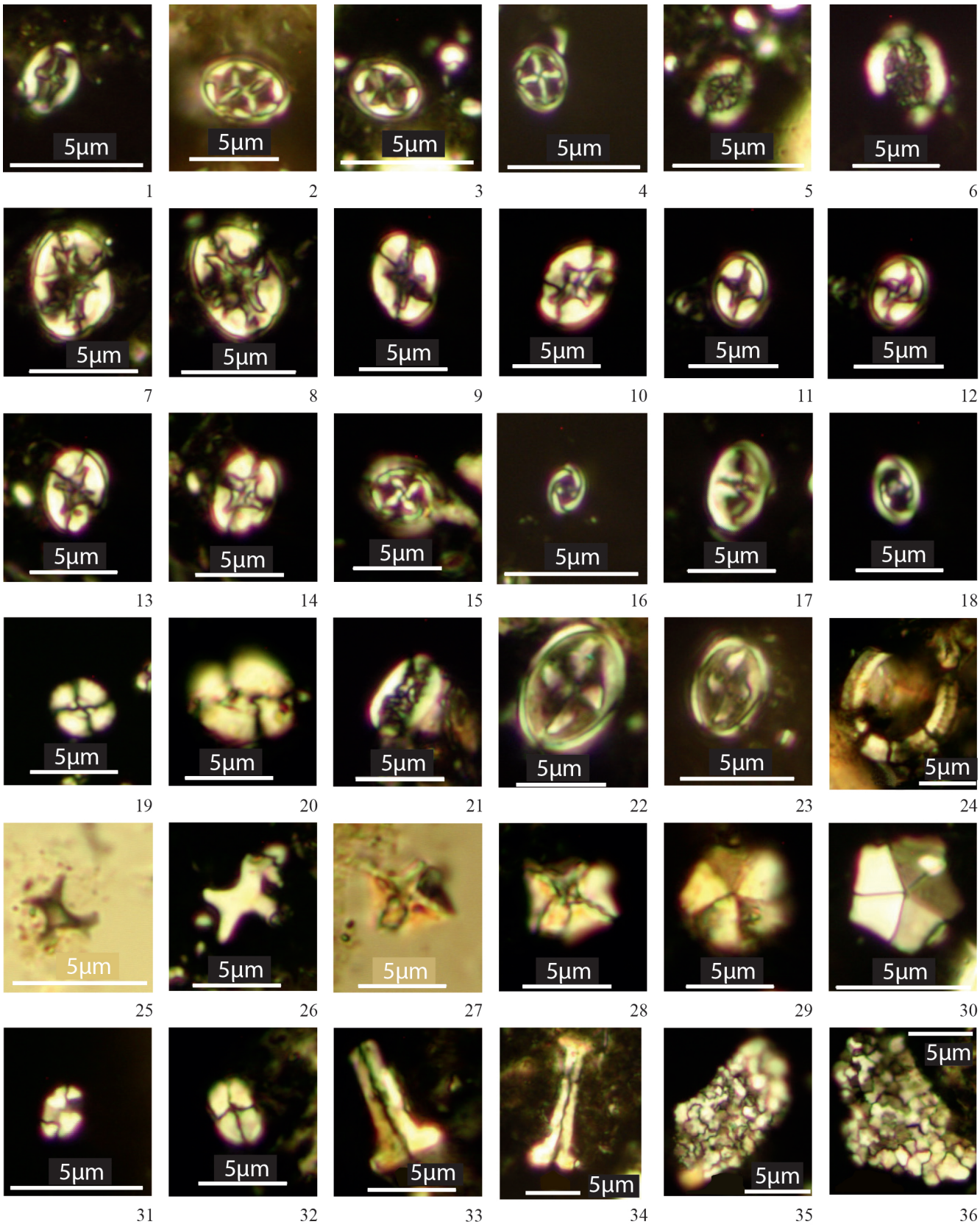
YOUNG, J.R., BOWN, P.R. & LEES, J.A. (2018): Nannotax3 website. – International Nannoplankton Association, 5 Febr. 2018. http://ina.tmsoc.org/Nannotax3

Received: 30. November 2020, accepted: 15. December 2020

Plate 1

Calcareous nannofossils from the localities Bakoko 2, 3 and 4. Cross-polarized light, Figs. 25 and 27 in plane-polarized light.

Fig. 1: *Broinsonia signata*, Bakoko 4.
Figs. 2, 3: *Helicolithus trabeculatus*, Bakoko 3.
Fig. 4: *Staurolithites crux*, Bakoko 4.
Fig. 5: *Retacapsa* sp., Bakoko 4.
Fig. 6: *Cretarhabdus conicus*, Bakoko 3.
Figs. 7–10: *Eiffellithus eximius*. **7, 8:** specimen in 0° and 15°. **9, 10:** specimen in 0° and 30°, Bakoko 3.
Figs. 11–14: *Eiffellithus nudus*. **11, 12:** specimen in 0° and 15°. **13, 14:** specimen in 0° and 15°, Bakoko 3.
Fig. 15: *Prediscosphaera cretacea*, Bakoko 3.
Fig. 16: *Placolithus fibuliformis*, Bakoko 4.
Fig. 17: *Zeugrhabdotus diplogrammus*, Bakoko 4.
Fig. 18: *Zeugrhabdotus praesigmoides*, Bakoko 2.
Fig. 19: *Watznaueria barnesiae*, Bakoko 3.
Fig. 20: *Watznaueria biporta*, Bakoko 2.
Fig. 21: *Rhagodiscus* sp. Bakoko 2.
Figs. 22, 23: *Gartnerago obliquum*. **22:** Bakoko 2. **23:** Bakoko 3.
Fig. 24: *Manivitella pemmatoidea*, Bakoko 3.
Figs. 25, 26: *Marthasterites furcatus*, Bakoko 4.
Figs. 27, 28: ?*Micula staurophora*, Bakoko 3.
Fig. 29: *Braarudosphaera bigelowii bigelowii*, Bakoko 3.
Fig. 30: *Braarudosphaera bigelowii parvula*, Bakoko 4.
Fig. 31: *Octolithus multiplus*, Bakoko 4.
Fig. 32: *Calculites ovalis*, Bakoko 2.
Figs. 33, 34: *Lucianorhabdus maleformis*, Bakoko 3.
Figs. 35, 36: *Thoracosphaera* sp., Bakoko 3.


5µm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36

Appendix

Calcareous nannofossils mentioned in the text in alphabetical order of genera

Ahmuellerella octoradiata (Górka) Reinhardt

Braarudosphaera bigelowii bigelowii (Gran & Braarud) Deflandre

Braarudosphaera bigelowii parvula Stradner

Broinsonia enormis (Shumenko) Manivit

Broinsonia signata (Noël) Noël

Calculites ovalis (Stradner) Prins & Sissingh

Chiastozygus litterarius (Górka) Manivit

Corollithion signum Stradner

Cretarhabdus conicus Bramlette & Martini

Discorhabdus ignotus (Górka) Perch-Nielsen

Eiffellithus eximius (Stover) Perch-Nielsen

Eiffellithus nudus Shamrock

Eiffellithus perch-nielseniae Shamrock

Gartnerago obliquum (Stradner) Noël

Helicolithus trabeculatus (Górka) Verbeek

Lucianorhabdus maleformis Reinhardt

Manivitella pemmatoidea (Deflandre) Thierstein

Microrhabdulus decoratus Deflandre

Micula staurophora (Gardet) Stradner

Octolithus multiplus (Perch-Nielsen) Romein

Placozygus fibuliformis (Perch-Nielsen) Romein

Prediscosphaera columnata (Stover) Perch-Nielsen

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky) Gartner

Prediscosphaera spinosa (Bramlette & Martini) Gartner

Retacapsa surirrela (Deflandre & Fert) Grün

Rhagodiscus angustus (Stradner) Reinhardt

Rhagodiscus splendens (Deflandre) Verbeek

Staurolithites crux (Deflandre & Fert) Caratini

Watznaueria barnesiae (Black) Perch-Nielsen

Watznaueria biporta Bukry

Zeugrhabdothus diplogrammus (Deflandre) Burnett

Zeugrhabdotus praesigmoides Burnett

Zeugrhabdotus scutula (Bergen) Rutledge & Bown

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 251–317 | Wien, Dezember 2020

Verloren und gefunden – Die Fossilien aus dem ehemaligen „Montanistischen Museum“ (1835–1849) in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien

IRENE ZORN*

35 Abbildungen, 1 Tabelle

„Haidinger ist einer der Haupt-Mittelpuncte, um den Oesterreichs Gelehrte sich schaaren.“ (LEONHARD, 1856: 278)

Aus Anlass des 170-jährigen Bestehens der Geologischen Bundesanstalt (frühere k. k. Geologische Reichsanstalt)

Geologische Bundesanstalt
„Montanistisches Museum“
Fossiliensammlung
19. Jahrhundert
Kaisertum Österreich (1804–1867)
Biedermeier/Vormärz

Inhalt

Zusammenfassung . . . 251
Abstract . . . 252
Einleitung . . . 252
Chronologische Ereignisse von der Gründung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen 1834 bis zur Übersiedlung des „Montanistischen Museums“ in das Palais Rasumofsky 1851 . . . 253
Aufstellung der Sammlungen und Eingänge von Fossilien in die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen . . . 257
Reise Franz von Hauers mit Moriz Hörnes 1848 nach Deutschland, Frankreich, England und in die Schweiz. . . . 259
Kurzbiografien zu Mitarbeitern, Mäzenen, Gönnern, Institutionen und Mineralienhändlern als Einbringer von Fossilmaterial in das „Montanistische Museum“ . . . 262
Streiflichter über die Sammlungen des „Montanistischen Museums“ im Palais Rasumofsky (1851–2004) . . . 279
Aufstellung, Beschriftung und Identifizierung des Materials im Haus Neulinggasse 38 (2005 bis heute). . . . 282
Überblick zu publizierten Fossilien aus der Zeit des „Montanistischen Museums“ im Bestand der Geologischen Bundesanstalt . . . 285
Übersichtsliste der als Bestand des „Montanistischen Museums“ erkennbaren Fossilgruppen und deren Fundstellen anhand von typischen Etiketten, Nummerierungen und Jahresangaben . . . 289
Gerätschaften und Modelle aus der Zeit des „Montanistischen Museums“ . . . 308
Schlussfolgerung . . . 309
Danksagung und Randbemerkungen . . . 310
Zitierte Literatur. . . . 311

Zusammenfassung

Vor 170 Jahren wurde am 15. November 1849 die k. k. Geologische Reichsanstalt (heute Geologische Bundesanstalt) durch Genehmigung Kaiser Franz Josephs I. in Wien gegründet und im Jahr 1851 im Palais Rasumofsky räumlich untergebracht. Der Grundstock der Fossilien-, Mineralien- und Gesteinssammlungen war die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen, die von Zeitgenossen ab 1843 „Montanistisches Museum“ genannt wurde. Sie hat sich von 1835 bis 1851 im k. k. Haupt-Münzamts-Gebäude (heute Münze Österreich AG, Am Heumarkt 1) im derzeitigen 3. Wiener Gemeindebezirk befunden und wurde zuerst von dem Mineralogen Friedrich Mohs (1773–1839) und nach dessen Tod im Jahr 1839 von Wilhelm von Haidinger (1795–1871) geleitet, der später von 1849 bis 1866

* IRENE ZORN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. irene.zorn@geologie.ac.at

die Direktion der k. k. Geologischen Reichsanstalt innehatte. In vorliegender Arbeit wird ein Abriss über den Teil des Fossilbestandes des „Montanistischen Museums“ gegeben, der heute noch durch entsprechende Normetiketten und typische Nummerierungen erkennbar ist, in Briefen von Franz von Hauer (1822–1899) während seiner frühen Reisen außerhalb des Kaiserreiches dokumentiert oder in Publikationen der relevanten Zeitspanne verewigt wurde. Begleitet wird er von Kurzbiografien ausgewählter Institutionen und Personen im geohistorischen Umfeld, die als Mitarbeiter, Gönner, Mäzene und Mineralienhändler Fossilmaterial in das „Montanistische Museum“ einbrachten. „*Das K. k. montanistische Museum mit seinen Sammlungen war der Kern der k. k. geologischen Reichsanstalt*“ (HAIDINGER, 1869: 131).

Lost and found – The fossils from the former „Montanistisches Museum” (1835–1849) in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna

Abstract

170 years ago, on the 15th of November 1849 the k. k. Geologische Reichsanstalt (today´s Geologische Bundesanstalt) in Vienna was founded by permission of Emperor Franz Joseph I. and accommodated in 1851 within the Palais Rasumofsky. The base of the fossil, mineral and rock collections was the collection of the former so-called “Montanistisches Museum”, which was located within the Mint building (today´s Münze Österreich AG, Am Heumarkt 1, in the current 3rd district of Vienna) during 1835 to 1851. It was led from 1835 to 1839 by Friedrich Mohs (1773–1839). After his death in 1839 he was followed by Wilhelm von Haidinger (1795–1871), who later became appointed director of the k. k. Geologische Reichsanstalt from 1849 to 1866. The present publication gives an overview of the fossils from the collection of the “Montanistisches Museum”, which nowadays are recognizable by standard labels and typical numbers or were documented in letters of Franz von Hauer (1822–1899) during his early travels outside the empire or because they were immortalized in publications of the relevant period of time. The present work includes brief biographies of selected institutions and persons in their geohistorical ambience, which submitted fossils acting as employees, patrons, sponsors and mineral dealers. “*The K. k. montanistisches Museum with its collections was the nucleus of the k. k. geologische Reichsanstalt*” (HAIDINGER, 1869: 131).

Einleitung

In den umfangreichen erdwissenschaftlichen Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt (GBA, früher GRA = k. k. Geologische Reichsanstalt) in Wien wurde recherchiert, welche paläontologischen Objekte aus der Zeit des Biedermeier und Vormärz (1815–1849) in der von Friedrich Mohs (1773–1839) und später von Wilhelm von Haidinger (1795–1871) geleiteten „Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen“ heutzutage identifizierbar sind. Untergebracht war diese Sammlung im Gebäude der heutigen Münze Österreich AG (3. Wiener Gemeindebezirk, Am Heumarkt 1) und wurde ab 1843 von Haidinger als „Montanistisches Museum“ bezeichnet. Chronologisch werden die Zeitmarken von der Installierung der „k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen“ im Jahr 1834 bis zur Übersiedlung der Sammlungen des „Montanistischen Museums“ 1851 in das 1806 bis 1807 für Fürst Andrej Kyrillowitsch Rasumofsky (1752–1836) erbaute klassizistische Palais dargestellt. Rasumofsky wohnte dort bis zu seinem Tod. Nach dem Verkauf durch seine Witwe 1838 wurde es nach den Käufern bis 1851 Liechtenstein’sches Palais genannt. Danach wurde es an den Staat vermietet, 1873 ging es in Staatsbesitz über. In den folgenden Ausführungen wird nur mehr der Name Palais Rasumofsky verwendet, wie er auch heute noch gebräuchlich ist.

Im Weiteren werden die auf Normetiketten mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ dokumentierten und ausgewählte, im Haupttext der relevantesten Publikationen von HAIDINGER (1843, 1848c) zum „Montanistischen Museum“ genannten Geber von Fossilien in Kurzbiografien charakterisiert. Lebensdaten werden nur beim ersten Vermerk eines Personennamens angegeben, ein weiteres Mal nur, wenn zu einer Person eine Kurzbiografie geliefert wird. Die Original- und Sekundärliteratur zu den bis heute erhaltenen und erkannten, publizierten Fossilien dieser Ära wird aufgelistet und die wichtigsten eruierten Informationen zu Fundorten, Fossilgruppen und Einsendern angegeben, wie sie auf den Normetiketten oder durch typische Nummerierungen und Jahreszahlen zu diesem Bestand überliefert sind. In manchen Publikationen werden auch die Begriffe „k. k. montanistisches Museo“ (HAIDINGER, 1859b: 6), „montanistisches Institut der Hofkammer im Münz- und Bergwesen“ (SCHMIDL, 1843: 129), „Münzhaus-Sammlung“ (MÜNSTER, 1846: 17ff.; SCHULTZ, 2013: 26ff.) und „Montan-Museum“ (SENONER, 1862) verwendet. Die Bezeichnung „Montanisticum“ dürfte sich meistens auf die übergeordnete „k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen“ beziehen (HAIDINGER, 1860: 125, 129; 1869: 2–118) und entspricht der „Montanabteilung des k. k. Finanzministeriums und deren nachgeordnete montanistische Dienste (1745–1876)“, wird aber in der Literatur manchmal auch für das „Montanistische Museum“ selbst verwendet, wie in PFAFFL (1997: 19). Siehe dazu die Informationen im Österreichischen Staatsarchiv: https://www.archivinformationssystem.at/detail.aspx?ID=1996 (abgerufen am 14.11.2019).

Die Vollständigkeit der Angaben zum Fossilbestand des „Montanistischen Museums“ kann nicht gewährt werden, da in den großräumigen Sammlungen der GBA mit etwa 300.000 Zähleinheiten mit einem oder vielen Exemplaren von geowissenschaftlichen Objekten häufig nicht belegbar ist, in welchem genauen Zeitraum die Fossilien in die Sammlung eingebracht wurden, vor allem, wenn durch widrige Umstände angebrachte Nummern und Norm- oder Voretiketten verloren gingen. Hinweise über die Mineralien- und Gesteins-Sammlung werden nur am Rande erwähnt. Für weitere Angaben dazu, siehe HAIDINGER (1843, 1848c) sowie EXEL & STOJASPAL (1995). Ergänzend soll im Rahmen der besprochenen Zeit erinnert werden, dass der Begriff „Mineraliensammlung“ oder „Mineralienhändler“ immer auch Fossilien und Gesteine inkludiert, ähnlich dem Begriff „Naturalien“. Die in dieser Arbeit erwähnten Art-, Gattungs- sowie Autorennamen auf historischen Etiketten oder in zitierten Textpassagen der berücksichtigten Publikationen entsprechen der jeweiligen Zeit und erheben keinen Anspruch auf Aktualität.

Abb. 1.
Das Gebäude der Münze Österreich AG in Wien beherbergte im 2. Stock von 1838 bis 1851 die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen (Foto: Irene Zorn).

Chronologische Ereignisse von der Gründung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen 1834 bis zur Übersiedlung des „Montanistischen Museums“ in das Palais Rasumofsky 1851

Im Folgenden werden die Meilensteine auf dem Weg zur Institutionalisierung der Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen und in der Folge der Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt angeführt:

1834: August Longin Fürst von Lobkowitz und Herzog von Raudnitz (1797–1842) erhält laut Hofkanzlei-Decret vom 11. November die Leitung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen (N.N., 1837: 824; Haidinger, 1869: 2).

1835: Auf dem Glacis (Freifläche zwischen den Wiener Stadtmauern und den Vorstädten) der Landstraße wurde am 2. März, dem Todestag Kaiser Franz I. (1768–1835), der 1804 das Kaisertum Österreich begründete, begonnen, ein neues Münzgebäude (heute Münze Österreich AG, Am Heumarkt 1) zu bauen, welches 1838 fertiggestellt wurde (Abb. 1). In vier Sälen im rechten Teil des 2. Stockes wurde die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen installiert (Haidinger, 1869: 5; Sieber, 1973: 110; Cernajsek, 1996: 5). Es erfolgte die Berufung von Friedrich Mohs (1773–1839, Biografie siehe Cernajsek, 1996: 5, 6), ehemals Professor für Mineralogie und Kustos am k. k. Hof-Mineralien-Cabinet, zum k. k. Bergrath an die k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen auf Veranlassung des Fürsten von Lobkowitz (Wurzbach, 1868: 444; Gümbel, 1885: 78; Zemann, 1975: 345).

Am 19. November erging ein „Circular-Auftrag an alle der k. k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen unterstehenden Aemter“, eine „mineralogisch-geognostische Central-Sammlung“ in Wien zusammenzutragen (Haidinger, 1843: 1, 1869: 5; Stojaspal, 1999: 198). Neben Mitarbeitern des „Montanistischen Museums“ und den Bergämtern der Monarchie beteiligten sich auch Privatpersonen wie beispielsweise der Geograf und Alpenforscher Friedrich Simony (1813–1896) (Hauer, 1851a: 571–572).

1839: Mohs stirbt am 29. September auf einer seiner Sammelreisen in Agordo bei Belluno (Venetien, Italien) (Haidinger, 1843: 5; Steininger et al., 2018: 117). 1839 datiert die älteste Publikation über Fossilien aus dem Bestand der Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen, geschrieben von Wilhelm Karl von Haidinger (1795–1871) über Pflanzenvorkommen von Putschirn (Počerny, Karlovy Vary, Tschechische Republik) bei Eger (Cheb) (Abb. 2), nicht weit von Elbogen (Loket), wo er 13 Jahre als Porzellanfabrikant beheimatet war (Haidinger, 1839: 1–12; Cernajsek, 1996: 12).

1840: Am 14. April wird Wilhelm von Haidinger zum Nachfolger von Friedrich Mohs als k. k. wirklicher Bergrath bestellt (Haidinger, 1843: 6, 1869: 13).

Abb. 2.
Juglans costata (Sternb[erg, 1838]) [richtigerweise Unger, 1847], Frucht einer Echten Walnuss, Nr. 162; Oligozän–Miozän, Egerium; mit Normetikett der „K. K. geolog. Reichsanstalt“ und der Aufschrift „Gebrüder Haidinger“, sowie „Basalttuff zwischen der unteren und oberen Braunkohlenbildung, Putschirn (Počerny), Karlsbad WNW“, Tschechische Republik; daneben ein einfacher Zettel mit der handschriftlichen Notiz „Putschirn“ von Franz von Hauer aus der gleichen Schachtel; Inv. Nr. GBA 2019/012/0001 (Foto: Robert Krickl).

1841: Haidinger (1869: 19, 25, 57) führt die 1840 begonnene Aufstellung der Sammlungen mit Unterstützung des Dieners Joseph Richter durch und überreicht ein Manuskript darüber der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen, dessen Druck Karl Friedrich Kübeck Freiherr von Kübau (1780–1855), Vorsteher des Münz- und Bergwesens, nicht finanzieren wollte (Exel & Stojaspal, 1995: 15).

1842: Haidinger schließt die Aufstellung der „Gebirgs-Suiten“ in 89 Schränken im k. k. Münzgebäude ab (Haidinger, 1843: 14; Steininger et al., 2018: 17).

1843: Es finden von 1843 bis 1849 sieben Kurse, hauptsächlich für Bergakademiker und montanistische Beamte, im Saal 2 statt (Haidinger, 1869: 120; Steininger et al., 2018: 18–19). 48 Männer wurden in weiterer Folge ausgebildet, davon 13 k. k. Bergakademiker (Haidinger, 1859b: 6), die vor allem Absolventen der Forst- und Bergakademie Schemnitz (Banská Štiavnica, Slowakische Republik) waren (Cernajsek, 1999: 65). Auch Beamte des „Montanisticums“ befanden sich darunter, unter anderem Graf August Breunner (1796–1877), Johann Czjžek (1806–1855) und Moriz Hörnes (1815–1868) (Cernajsek, 1999: 66). Eine Darstellung der Lehrtätigkeit an der Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen geben neben Haidinger (1869: 43–125) auch Marschall (1849: 115–124), Cernajsek (1999: 64–69) und Steininger et al. (2018: 17–19), ein Vorlesungsverzeichnis bilden Exel & Stojaspal (1995: 17) und Exel (2006: 179) ab.

Der in der Bevölkerung beliebte Fürst Lobkowitz stirbt nach Exkursionen im Vorjahr in Italien, bei denen er an Typhus erkrankte, am 17. März in Wien (Haidinger, 1869: 23–24). Freiherr von Kübau wird zum Präsidenten der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen ernannt (Haidinger, 1869: 24).

Am 7. Jänner findet der erste Kurs statt (Haidinger, 1869: 34; Cernajsek, 1999: 65) und Haidingers Katalog mit dem Titel „Bericht über die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen“ erscheint eigenfinanziert (Exel & Stojaspal, 1995: 15). In diesem bürgert Haidinger erstmals den Namen „Montanistisches Museum“ ein (Haidinger, 1843: 6; 1859a: 141; 1863a: 23).

1844: Franz von Hauer (1822–1899) hält am 10. Dezember die erste paläontologische Vorlesung im „Montanistischen Museum“ (Haidinger, 1869: 57; Steininger et al., 2018: 18).

1845: Am 8. November tritt der von Franz von Hauer, Moriz Hörnes und Adolf Patera (1819–1894) initiierte „Verein der Freunde der Naturwissenschaften“ erstmals im „Montanistischen Museum“ zusammen (Haidinger, 1869: 73; Kühn, 1957: 11).

1846: Am 30. Mai erfolgt die Einladung zur Subskription der von Haidinger herausgegebenen „Naturwissenschaftlichen Abhandlungen“ (Haidinger, 1869: 89–90), am 30. Juli die Bestellung Franz von Hauers zum Assistenten Haidingers für drei Jahre (Haidinger, 1869: 91).

Am 10. Dezember stellt Haidinger das erste vollständige Exemplar der unter seiner Leitung zusammengestellten „Geognostischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie“ im Maßstab 1:84.000 vor (datiert 1845), gedruckt im k. k. militär-geographischen Institut (Haidinger, 1869: 97).

Am 31. Oktober erfolgt Haidingers Bitte um „Allerhöchste Genehmigung der Gesellschaft der Freunde der Naturwissenschaften in Wien“ bei der Niederösterreichischen Landesregierung. Die 1. Versammlung findet am 5. November statt, Hauer berichtet für Haidinger (HAIDINGER, 1847a: 1–2).

1847: Erscheinungsbeginn der von Haidinger herausgegebenen „Naturwissenschaftlichen Abhandlungen“ (vier Bände bis 1851) sowie der „Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien“ (sieben Bände bis 1851).

Am 14. Mai wird die Gründung der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften von Kaiser Ferdinand I. (1793–1875) durchgeführt (PETRASCHECK & HAMANN, 1985: 6).

1848: Am 2. Februar findet die Eröffnung der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften statt, deren Vorbereitung schon 1846 unter Beteiligung des Gründungsmitglieds Wilhelm von Haidinger betrieben wurde (HAIDINGER, 1869: 111; CERNAJSEK, 1996: 8). Franz von Hauer war einer der ersten gewählten korrespondierenden Mitglieder (TIETZE, 1899: 689).

Am 13. März bricht die Revolution in Österreich aus (Abb. 3), Kaiser Ferdinand I. und Fürst Metternich (1773–1859) danken ab und Kaiser Franz Joseph I. (1830–1916) tritt sein Amt an (CERNAJSEK, 1996: 9). Franz von Hauer und Moriz Hörnes unternehmen im Auftrag der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften von 1. Mai bis 7. Oktober eine Reise nach Deutschland, Frankreich, England und in die Schweiz (HAIDINGER, 1848a: 176–177; 1848b: 303–308; HAUER, 1848a: 583–589; PARTSCH & HAIDINGER, 1848: 19; PETRASCHECK & HAMANN, 1985: 19–83). Durch ihre Aufsammlungen vermehren sie den Fossilbestand des „Montanistischen Museums“ und erweitern die Beziehungen zu den naturwissenschaftlichen Anstalten und Instituten der genannten Länder.

1849: 22. Oktober: „*Allerunterthänigster Vortrag des treugehorsamsten Ministers für Landescultur und Bergwesen, Ferdinand Edlen v. Thinnfeld* [1793–1868]*, womit der Entwurf zur Bildung eines Reichs-Institutes für die geologische Durchforschung des Oesterreichischen Kaiserstaates in tiefster Ehrfurcht unterbreitet wird*“ (THINNFELD, 1850: 1–5). Auf die Notwendigkeit einer (Schau-)Sammlung wird hingewiesen (STOJASPAL, 1999: 199–200).

15. November: Genehmigung des Vorschlages durch Allerhöchste Entschließung (Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt durch Kaiser Franz Joseph I.) (N.N., 1850: 5; HAIDINGER, 1859a: 137; HAUER, 1869: 323), womit die Geschichte des „Montanistischen Museums“ durch die Gründung dieser neuen Forschungseinrichtung endete (BACHL-HOFMANN, 1999: 62).

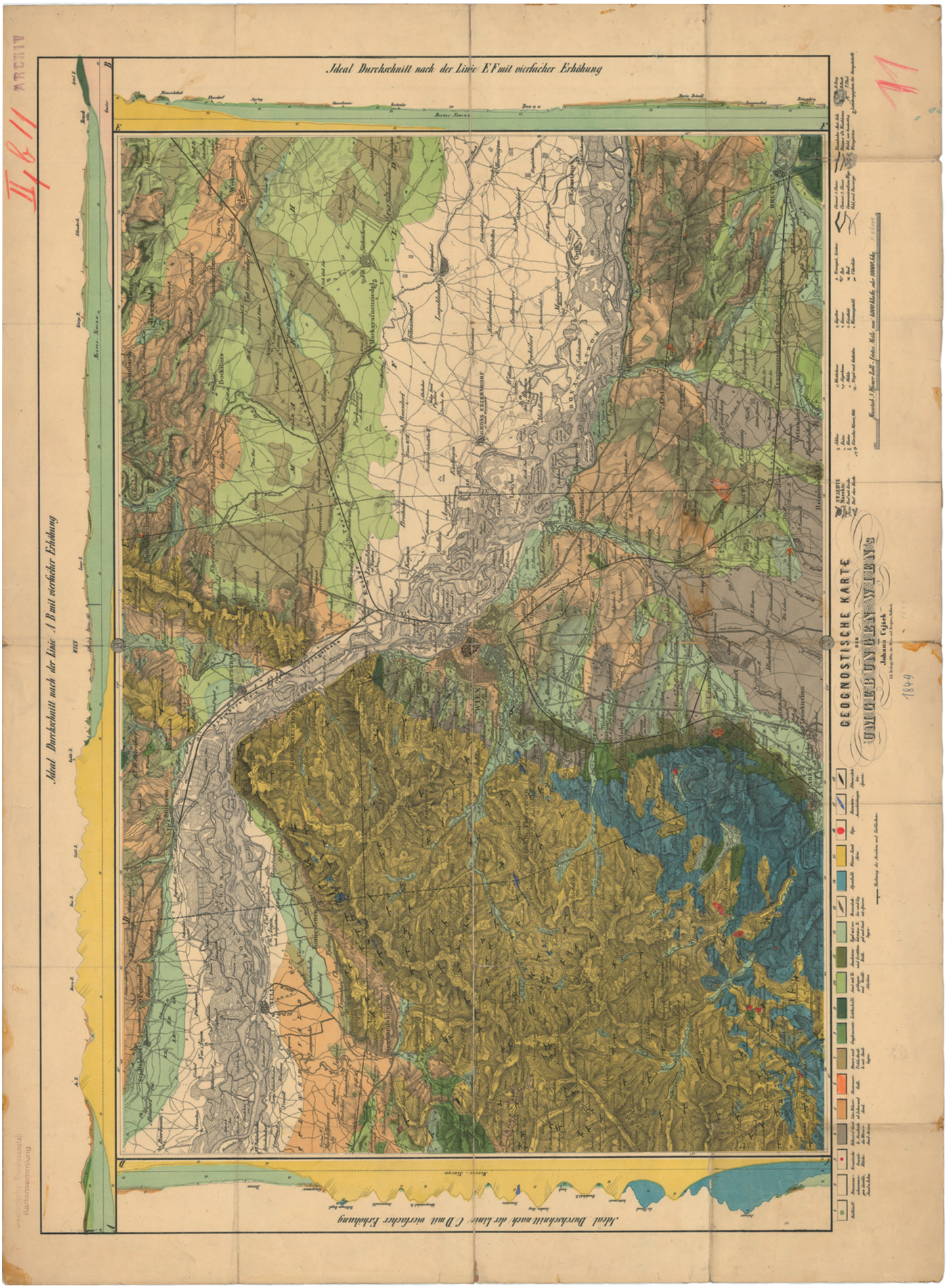
29. November: Ernennung Haidingers zum 1. Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt durch den Kaiser (N.N., 1850: 6). Weiters findet die letzte Sitzung des „Vereins der Freunde der Naturwissenschaften“ statt (HAUER, 1871: 35).

1. Dezember: Vereidigung Haidingers als 1. Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt (HAIDINGER, 1869: 131) und Beginn der Tätigkeiten, allerdings noch am alten Standort des genannten Münzgebäudes.

14. Dezember: Es werden Franz von Hauer zum 1. und Johann Baptist Cžjžek zum 2. Geologen sowie August Friedrich Graf Marschall (1904–1887) zum Archivar und Franz Foetterle (1823–1876) zum Assistenten ernannt (N.N., 1850: 6). Im Jahr 1849 erscheint auch die „Geognostische Karte der Umgebungen Wien’s 1:96.000“ von Johann Cžjžek (Abb. 4).

1850: Beginn der geologischen Aufnahme mit den „Durchschnitten“ von Wien bis Salzburg (HAIDINGER, 1850a: 6–16) und Erscheinungsbeginn der Reihe „Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt“ in einer Auflage von 100 Stück bei W. Braumüller’s Buchhandlung. Die Be-

Abb. 3.
Inventarisiertes Einschussloch im zumindest in den 1990er Jahren sogenannten „Millionen-Zimmer“ des Palais Rasumofsky (3. Wiener Gemeindebezirk, Rasumofskygasse 23–25), beschriftet mit: „*Im Jahr 1848 wurde dieser Spiegel von der Strasse her durch die Kugel eines kroatischen Soldaten beschädigt*“ (Foto: Ilse Draxler).


Ideal Durchschnitt nach der Linie E F mit vierfacher Erhöhung
Ideal Durchschnitt nach der Linie A B mit vierfacher Erhöhung
Ideal Durchschnitt nach der Linie C D mit vierfacher Erhöhung
GEOGNOSTISCHE KARTE
UMGEBUNGEN WIENS
Johann Cžjžek
1849
ARCHIV
Geologische Bundesanstalt
Kartensammlung

◄ Abb. 4.
„Geognostische Karte der Umgebungen Wien's“ 1:96.000 von Johann Čžjžek (1849), Farblithografie; Bibliothek der GBA, Signatur K III 292.

zeichnung „Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt“ wird eingeführt (HAIDINGER, 1850b: 153) und das erste, von da an bis 1866 regelmäßig publizierte „Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten u.s.w.“ wird abgedruckt (HAIDINGER, 1850b: 154–168). Friedrich Simony überbringt eine reiche Suite von Gesteinen und Fossilien. Von 1. Jänner 1850 bis 1. Oktober 1851 werden in 619 Kisten 521 Zentner Material eingesendet (FOETTERLE, 1850a: 552–559; 1850b: 734–740; HAUER, 1851a: 572).

1851: Ankauf der umfangreichen Fossiliensammlung des Joseph von Hauer (1778–1863) (HÖRNES, 1851: 142) und Übersiedlung der etwa 40.000 Sammlungsobjekte aus dem ehemaligen „Montanistischen Museum“ von Juni bis September (HAUER, 1851a: 572), besorgt durch Franz von Hauer und Assistent Franz Foetterle, unterstützt durch Moriz Hörnes, in das für diesen Zweck gemietete Palais Rasumofsky (Abb. 5) (HAIDINGER, 1851a: 148–151; 1851b: 158–161; EXEL & STOJASPAL, 1995: 13), 14 Säle präsentieren die Schaustücke (HAIDINGER, 1851a: 149).

Aufstellung der Sammlungen und Eingänge von Fossilien in die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen

HAIDINGER (1843: 9) teilt in seinem „Bericht über die Mineraliensammlung der k. k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen“ mit, dass 39.700 erdwissenschaftliche Objekte bzw. Zähleinheiten vorhanden waren. Die Sammlungen wurden folgendermaßen unterteilt (HAIDINGER, 1845: 137–138):

„Eine systematische Sammlung nebst einer terminologischen, einer paläontologischen und einer geognostischen nach mineralogischen Charakteren und nach der Altersfolge,
Eine Sammlung von Schaustücken, in einem zweiten Saale, der auch als Auditorium dient,
Die geographisch-geognostische Sammlung,
und die Bergwerks-Reviersuiten-Sammlung in den zwei anstossenden Sälen.“

HAIDINGER (1843: 6) berichtet weiters, dass vor 1839 wenige Fossilien eingebracht wurden. Um die Sammlung zu bereichern, wurden beim Heidelberger Mineralien-Comptoir 560 Exemplare erworben. „*Seine Excellenz Herr Vicepräsi-*

Abb. 5.
Plan von Wien-Landstraße (Teil von „Wien Innere Stadt“) mit dem Palais Rasumofsky zur Zeit des „Montanistischen Museums“ (ca. 1835) in der damals sogenannten Rauchfangkehrergasse, erstellt von dem Kartografen Carl Vasquez-Pinas von Löwenthal (1798–1861) (VASQUEZ-PINAS V. LÖWENTHAL, 1835).

dent Ritter von Hauer [= Joseph von Hauer] übergab *eine Sammlung von 264 Spezies aus den tertiären Schichten des Wiener Beckens, die er selbst gesammelt hatte*“ (HAIDINGER, 1843: 8). Ein paar kleine Sammlungen mit Fossilien wurden angekauft, unter anderem von Herrn Haupt-Münzamts-Cassa-Controllor Ludwig von Scala (keine Lebensdaten eruierbar), aus den Nachlässen des Grafen [Gregor] von Rasoumowsky (= Rasumofsky, 1759–1837) und Adolf Senoner (1806–1895). Bei Letzterem dürfte es sich aller Voraussicht nach um einen Vorlass gehandelt haben, da Senoner bis 1895 gelebt hat. Dies war möglicherweise zumindest ab 1850 seinen langjährigen gesundheitlichen Problemen geschuldet (VACCARI, 2002: 181).

Wilhelm von Haidinger selbst trug Pflanzenfossilien aus Putschirn (Počerny, Tschechische Republik) bei, die er vor seiner Anstellung am „Montanistischen Museum“ in seiner Heimat gesammelt hatte und über die er 1839 eine Publikation verfasst hatte (HAIDINGER, 1839). Auch August Breunner schenkte im gleichen Jahr seine Sammlung dem „Montanistischen Museum“. In der Sammlung des Fürsten Clemens Wenzel Lothar von Metternich (1773–1859) waren Fossilien, die von Johann Georg Ramsauer (1795–1874) und Friedrich Simony gefunden wurden und später zum Teil in das „Montanistische Museum“ gelangten (HAUER, 1846a; ZORN & HOFMANN, 2017: 225). Besonders hervorzuheben sind die 2.137 Objekte (HAIDINGER, 1843: 8), darunter auch Fossilien (Abb. 6), die durch die Weltreisen von Joseph Russegger (1802–1863) in Europa, Asien und Afrika in die Sammlung eingingen (RUSSEGGER, 1841; HAUER, 1848b; HECKEL, 1841). Diese waren in zwei Schränken im Saal 1, der auch für Vorlesungen genutzt wurde, untergebracht. In der Geognostisch-geographischen Sammlung waren ebenfalls Fossilien eingegliedert.

In HAIDINGER (1845: 137) und HAIDINGER (1848c: 91) werden 6.033 Stücke der Geognostisch-geographischen Sammlung („Gebirgs-Suiten“) erwähnt. In den 89 Schränken befanden sich Fossilien eher untergeordnet, wie aus den Tabellen von HAIDINGER (1843: 21–149) und den Angaben in HAIDINGER (1848c: 89–91) hervorgeht. Weitere Geber werden erwähnt, von denen Material in der GBA vorliegt, wie Adolphe von Morlot (1820–1867) und Heinrich Freyer (1802–1865) (HAIDINGER, 1848c: 91). CERNAJSEK (1999: 65) und STEININGER et al. (2018: 17) nennen 200 „Petrefacten“. Am Rande erwähnenswert ist, dass anfangs circa 1.800 Nummern in der mineralogischen Sammlung nach dem Mohs’schen System vorhanden waren und mit der Zeit auf 3.500 anwuchsen. Dazu kamen noch 1.000 Stück Mineralien in der terminologischen Sammlung (HAIDINGER, 1848c: 87–88).

HAIDINGER (1843: 16–18) war sehr bedacht auf eine gute Sammlungsordnung und Sammlungsbeschriftung, wie Fundort und Name des Objektes, sowie die Erstellung ei-

Abb. 6.
Fossiler Bartfisch (Knochenfisch, Osteichthyes) der Art *Pycnosterinx russeggeri* HECKEL, 1849 (rechts, heute *Homonotus pulcher* DAVIES, 1886), Syntypus, Inv. Nr. GBA 2006/113/0001a (siehe HECKEL, 1841: 338; RUSSEGGER, 1841–1849: Taf. 23, Fig. 1a), mit *Rhinellus furcatus* (AGASSIZ, 1844) (links, heute *Ichthyotringa furcata* (AGASSIZ, 1844), siehe SILVA & GALLO (2011)), Abbildungsoriginal, Inv. Nr. GBA 2006/113/0001b (siehe RUSSEGGER, 1847: 263; RUSSEGGER, 1841–1849: Taf. 23, Fig. 1b), auf dem gleichen Handstück; Sach el Aalma (Sahel Alma), Libanon, Oberkreide, Santonium; beiliegend ein Etikett mit der Handschrift von Franz von Hauer (Foto: Robert Krickl).

nes Katalogs. Er schrieb im Kapitel „Aufschriften“: „*Aber die Belegung der Stücke mit guten Etiketten beschliesst* [sic!] *noch nicht das Erforderliche. Sie können verwechselt werden. Daher muss jedes Stück eine aufgeklebte Nummer erhalten, welche mit einer Nummer auf der Etikette übereinstimmt.*“

Im Jahr 1848 teilte HAIDINGER (1848c: 97) mit genaueren Worten seine Ideen über die Katalogisierung mit:

„*1. Muss jedes Stück eine aufgeklebte Nummer haben; die lose beiliegenden Nummern können so leicht verwechselt werden und der Wind verweht sie.*

2. Muss ein nach den Nummern fortlaufender Katalog die Übersicht über die Sammlung gewähren.

3. Muss jedes Stück einen mit Nummer, mit Beschreibung oder Aufschrift versehenen Zettel beigelegt haben, damit man nicht erst nach den Nummern suchen und dann erst mühsam und zeitraubend nach dem Verzeichnisse sehen müsse. Geschieht es, daß man Zusendungen bekommt, an denen diese Erfordernisse fehlen, so wird man sehr klug handeln, sie vor der Einordnung in die Sammlungen der Anstalt in dieser Beziehung zu ergänzen. Erst dann tragen sie oft unschätzbare historische Daten mit sich, welche sonst sehr bald vergessen und verloren sind.“

EXEL & STOJASPAL (1995: 20) erwähnen, dass ein Katalog nicht auffindbar ist. Ob er verloren ging oder nie realisiert wurde, ist unklar.

Im Folgenden werden die Fundorte, von denen heutzutage Fossilien aus der **Geognostisch-geographischen Sammlung** vorhanden sind, zitiert, wie sie in HAIDINGER (1843) beschrieben sind. Die Namen der Lokalitäten in eckigen Klammern sind die heute gültigen, die Nummern in Klammern entsprechen der jeweiligen Schranknummer:

„… Fossilien am Wildoner Berg [Steiermark, Österreich]“, S. 120 (Nr. 56)

„… Fossilien bei Ehrenhausen und am Platsch [Steiermark, Österreich]“, S. 120 (Nr. 57)

„… Fossilien vom Flamberg und von St. Nicolai [sic!] im Sausal [Steiermark, Österreich]“, S. 120 (Nr. 58)

„… Übergangsthonschiefer mit Produktus und Enkriniten, die rothen Sandsteine, die neuern Kalksteine mit Isokardien, …, Kalksteine und Kalkschiefer von Raibel [Raibl, Cave del Predil, Italien]. Die letzteren, zum Theil Mergel mit Conchylien, Fischen und vegetabilischen Resten, werden hier fortgesetzt.“

„… Grobkalk von Sibin [Sibinj, Kroatien], mit vielen Fossilien …“, S. 121 (Nr. 65)

„… mit Fischen auf Meleda [Mljet, Kroatien] und Lesina [Hvar, Foggia, Italien], auf ersterer der Inseln auch Dolomite und Knochenbreccien, S. 122 (Nr. 66)

„… die Nummuliten, vom Monte Promina bei Dernis [Drniš, Kroatien] in Dalmatien, und von Albona [Labin, Kroatien] …“, S. 122 (Nr. 67)

„… patellen- oder hipponyxartige Univalven [vermutlich von Idria (Idrija), Slowenien] …“, S. 122 (Nr. 68)

„… Schichten des Belluneser [Belluno, Italien] Sandsteines an, mit vielen organischen Resten; ferner der Hippuritenkalk von Sta. Croce, S. O. von Belluno [Lago di Santo Croce, Belluno, Italien]. … die Grobkalkfossilien von Asolo [Treviso, Italien], Marostica [Vicenza, Italien], Malo [Vicenza, Italien], Schio [Vicenza, Italien], Monte Bolca [Verona, Italien], Ronca [Roncà, Verona, Italien] etc.“, S. 123 (Nr. 69–70)

„Ein Ammonit von Volano bei Roveredo [Rovereto, Trentino, Italien]; die Grünerde von Brentonico [Brentònek, Trentino, Italien] am Monte baldo [sic!] [Trient/Verona], tertiäre Fossilien von Verona [Venetien, Italien], …, Ammoniten von Erba [Como, Lombardei, Italien] …“, S. 123 (Nr. 71–73)

„… Gosauschichten mit vielen organischen Resten, *Tornatella gigantea* etc., im Landel [Sonnwendjoch, Tirol, Österreich], der Gams [Hieflau, Steiermark, Österreich], und am Blaberg bei St. Gallen [Unterlaussa, Weyer, Steiermark, Österreich]. Von dieser Lokalität besonders schöne Exemplare von *Hippurites cornu vaccinum* [sic!].“ S. 124 (Nr. 79) (Abb. 7).

„… Gosaufossilien, aus dem Gosauthale … [Salzburg, Österreich] sind mehrere vorhanden, auch ein merkwürdiger Hippurit mit seinem Deckel vom Wolfgang See [Salzburg, Österreich].“ S. 124–125 (Nr. 80)

„Aus der Häringer Braunkohlen-Formation [Bad Häring, Tirol, Österreich] mancherlei Interessantes von Blattabdrücken auf Stinkstein, … ein Fisch von Seefeld [Tirol, Österreich].“ S. 126 (Nr. 89)

In der **Revier-Suiten-Sammlung** waren auf 44 Tischen (STEININGER et al., 2018: 17) 2.165 Stücke untergebracht (HAIDINGER, 1848c: 91), darunter nur „Fossile Tannenzapfen und Haselnüsse, zu Brauneisenstein geworden, von Botiza in der Marmaros [Maramureș, Siebenbürgen, Rumänien], wo sie mit Blattabdrücken, fossilen Stämmen u. s. w. in hinlänglicher Menge vorkommen …“ S. 129 (Nr. 21). Dazu siehe auch SENONER (1862: 129). Dieses Material ist heutzutage in drei Laden vorhanden, aber mittlerweile nur mehr als Abdrücke erkennbar.

Unter den **Aufsatzstücken** befanden sich „… grosse [sic!] Fragmente von *Lepidodendron*, *Syringodendron* und *Stigmaria*, aus den Fundorten von Radnitz [Radnice, Tschechische Republik], … Schwadowitz [Svatoňovice, Tschechische Republik], Schatzlar [Žacléř, Tschechische Republik] und Karwin [Karviná, Tschechische Republik]; … Bärenköpfe und andere Reste von Hermanecz [Hermánd, Harmanec, Slowakische Republik], die Chelonierfährten von Oláhlaposbánya [Băiuț, Siebenbürgen, Rumänien] (HAIDINGER, 1841). …, Blätter und Schwefelkugeln von Radoboj [Kroatien]. Von dem nördlichen Abhange der Alpen vorzüglich schöne Hippuriten von St. Gallen in Steiermark [Österreich].“ (HAIDINGER, 1843: 142).

Reise Franz von Hauers mit Moriz Hörnes 1848 nach Deutschland, Frankreich, England und in die Schweiz

In der Sitzung der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften am 4. Mai 1848 übergibt Wilhelm von Haidinger eine „Instruction für die, mit einer wissenschaftlichen Reise nach Frankreich und England betrauten Herren, Franz Ritter von Hauer und Dr. Moriz Hörnes“ (HAIDINGER, 1848a: 176–177), wobei die Reiseroute und die Aufgaben definiert werden. Sie sollen sich über den Stand der jeweiligen geologischen Landesaufnahmen der genannten Länder informieren und wissenschaftliche Beziehungen zu

Abb. 7.
Fossile Muschel (Bivalvia) mit Normetikett „K. K. geolog. Reichsanstalt" mit der Aufschrift *Hippurites cornu vaccinum* [sic!] Bronn [1832], Bivalvia; St. Gallen, Steiermark, Österreich; Oberkreide, Coniacium, Gosau-Gruppe; Etikett mit Franz von Hauers Handschrift; Inv. Nr. GBA 2012/148/0013 (Foto: Robert Krickl).

ihren Fachkollegen aufnehmen. Während dieser durch die kaiserliche Akademie der Wissenschaften subventionierten Reise hat Hauer in Briefen an seine Familie die politischen Ereignisse, sozialen Verhältnisse und Gepflogenheiten im Jahr 1848 geschildert (Petrascheck & Hamann, 1985: 19–83). Die interessanten, kurzweiligen und stellenweise humorvollen Briefe enthalten Reiseschilderungen und dokumentieren Besuche bei bedeutenden Naturwissenschaftlern (Paläontologen, Geologen, Zoologen etc.) der Zeit und deren Privatsammlungen, sowie Sammlungen von wissenschaftlichen Anstalten. Weiters werden teilweise die durchgeführten Exkursionen und Fossilaufsammlungen beschrieben. Auch an Wilhelm von Haidinger schickte Hauer Briefe, die in den Sitzungen der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften mitgeteilt wurden (Haidinger, 1848b: 303–308). Schließlich führte es sie im Sommer 1848 auch durch Deutschland und die Schweiz, wie aus den von Walther Emil Wilhelm Petrascheck (1906–1991), einem Urenkel Franz von Hauers, und Günther Hamann (1924–1994) im Jahr 1995 im Verlag der genannten Akademie herausgegebenen Briefen hervorgeht. Nach der langen Reise hielt Hauer einen Vortrag über ihre Erlebnisse und neuen Erkenntnisse in der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, die eine Zusammenfassung darüber publizierte (Hauer, 1848a: 583–589). Darin sind zahlreiche weitere Personen, Institute und Fossilfundstellen enthalten, die nicht in den privaten Briefen erwähnt wurden.

Zu den Fundstellen, an denen sie Fossilien sammelten, die dann in der Folge zu einem kleineren Teil in die Sammlung

des Joseph von Hauer und zum Großteil in das „Montanistische Museum“ bzw. in der Folge in die k. k. Geologische Reichsanstalt gelangten, wurde recherchiert, welches Material der heutigen GBA aus dieser Zeit stammt. Im Folgenden werden die von Hauer und Hörnes besuchten Lokalitäten mitgeteilt und in Klammern die Fossilgruppen angegeben, die in der Sammlung auffindbar sind. Diese sind außerdem in Tabelle 1 eingeflossen.

In **Berlin** besuchten Hauer und Hörnes die Paläontologen Heinrich Ernst Beyrich (1815–1896) und Julius Ewald (1811–1891), sowie den Mineralienhändler August Adam Kran(t)z (1808–1872), in **Köln** die Paläontologen Georg August Goldfuss (1782–1848) und Carl Ferdinand von Roemer (1818–1891), sowie in **Lüttich** Laurent-Guillaume de Koninck (1809–1887). In **Paris**, wo sie länger weilten, kamen sie an, als die Revolution in Frankreich beendet wurde und trafen dort Philippe Édouard Poulletier de Verneuil (1805–1873), Élie de Beaumont (1798–1874) und Alcide d’Orbigny (1802–1857). Gérard Paul Deshayes (1795–1875) zeigte ihnen seine Sammlung. Sie unternahmen zwei geologische Exkursionen nach Montmartre zu den Kreidesteinbrüchen, einmal begleitet durch Élie de Beaumont, und machten Ausflüge in die Champagne nach **Épernay** (Bivalvia, Gastropoda) und **Reims** (Cephalopoda). In **Amiens** fanden sie reichlich Muscheln und Korallen (Material nicht auffindbar), sodass Franz von Hauer vorhatte, auch die Sammlung seines Vaters damit zu bereichern. In **Thiverval-Grignon** (Anthozoa, Bivalvia, Gastropoda) kauften sie bei der Bevölkerung eine Menge Fossilien, um sich mühsame Grabungen zu ersparen, in **Damery** (Bivalvia, Gastropoda) sammelten sie selber. In **Pierry** bei Épernay zeigte ihnen der Champagnerhersteller Dutemple seine Fossiliensammlung und schenkte ihnen Doubletten. Im dem Dorf **Rilly-la-Montagne** (Bivalvia, Gastropoda), zwischen Épernay und Reims, sammelten sie Süßwasserschnecken, die sogar schon in der Sammlung von Joseph von Hauer vorhanden waren. Ein weiterer reichhaltiger Fundort war **Hermonville** (Bivalvia, Gastropoda), von dem aus sie wieder nach Paris zurückkehrten.

Hauer schreibt über den vierwöchigen Aufenthalt in Paris (Petrascheck & Hamann, 1985: 33):

„*Meine Zeit verstreicht unter den vielen Geschäften, welche eine Benützung der hiesigen Sammlungen und gelehrter Anstalten, das Aufsuchen der wissenschaftlichen Notabilitäten* [berühmte Persönlichkeiten] *meines Faches, Ausflüge in die Umgebung, um das Pariser Tertiärbecken aus eigener Anschauung kennen zu lernen, endlich die Besichtigung der allgemein interessanten Sehenswürdigkeiten mit sich bringen, sehr schnell.*“

Von Paris begaben sie sich nach **Boulogne** und entgingen knapp den blutigsten Tagen der Revolution. Sie fuhren mit der Eisenbahn zum Landsitz von Verneuil, der ihnen die Geologie der Umgebung erklärte, und fuhren nach Boulogne zurück. Dort suchten sie den Schotten Thomas Davidson (1817–1885) auf, der die reichste der damaligen Brachiopodensammlungen besaß und ab 1850 das sechsbändige Werk „Monograph of British Fossil Brachiopoda“ schuf. Er unterstützte sie, eine Sammlung von devonischen und jurassischen Fossilien zusammenzutragen (Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Chondrichthyes, Gastropoda).

Die nächste Station war **London**, wo sie nach der Besichtigung der Kreidefelsen bei **Dover** (Crinoidea, Cephalopoda) als erstes das 1835 gegründete Museum of Economic (= Practical) Geology (heute Teil des Natural History Museum) besuchten. Bei einem Essen mit dem Chemiker Lyon Plaifair (1818–1898) lernten Hauer und Hörnes den 1. Generaldirektor der geologischen Landesvermessung (heute British Geological Survey) Sir Henry De la Bèche (1796–1855), den Paläontologen Edward Forbes (1815–1854), den Geologen George Bellas Greenough (1778–1855), der eine bedeutende Kartensammlung besaß, den Geologen John Morris (1810–1886), den Geologen und Paläontologen George Robert Waterhouse (1810–1888), den Anatom Richard Owen (1804–1892), den irischen Paläontologen William Lord von Enniskillen (1807–1886) mit einer imposanten Sammlung fossiler Fische, den Mineralienhändler James de Carle Sowerby (1787–1871), den Sekretär der Zoologischen Gesellschaft William Mitchell sowie den Paläontologen Gideon Mantell (1790–1852) kennen. Es kam auch zu einer Begegnung mit Fürst Metternich und seiner Familie im Exil. In **Gravesend** haben sie viele Kreidefossilien (Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Cephalopoda, Chondrichthyes, Crinoidea, Echinoidea und vor allem Knochenfische) zusammengetragen und in **Walton-on-the-Naze** sammelten sie säckeweise pliozäne „Red Crag-Fossilien“ (Gastropoda) und fuhren zurück nach London. Weitere reiche Aufsammlungen von silurischen Fossilien erfolgten in **Ironbridge** (Anthozoa, Brachiopoda, Bryozoa, Echinodermata, Gastropoda). Die nächste Station war **Dudley** (Brachiopoda, Echinoidea, Gastropoda, Trilobita), wo sie bei Robert Gray (1825–1887) und dem Geologen Dr. Thomas William Fletcher (1808–1893) Fossiliensammlungen aus dem oberen Silur besichtigen konnten und das Museum von Dudley besuchten. Eigentlich war Gray‘s Frau Elisabeth, geborene Anderson (1831–1924), diejenige, die silurische Fossilien in Girwen sammelte, er war Banker und Ornithologe. Die Fletcher-Kollektion ist mittlerweile im Woodwardian Museum in Cambridge. Von Dudley aus ging die Reise über York nach **Scarborough** (Bivalvia, Cephalopoda, Plantae) zu geologischen Untersuchungen. In **Whitby** (Bivalvia, Cephalopoda, Gastropoda, Plantae, Reptilia, Scaphopoda) wurden die Küste und die ansässigen Sammlungen besichtigt. Weiter ging es nach **Newcastle**, wo ein Herr Dr. Edward Charlton Esquire of Hesleyside, der eine Sammlung von Fossilien des Mountain Limestones besaß, ihnen eine Kohlengrube und öffentliche Anstalten zeigte. In **Sunderland** untersuchten sie den Zechstein und in **Swansea** (Plantae) nahmen sie an einem Treffen der British Association teil. Dort trafen sie Richard Owen und den Paläontologen Sir Phillipe de Malpas Grey-Egerton (1806–1881), der neben William Cole, dem 3. Earl von Enniskillen, die größte Sammlung fossiler Fische besaß. In **Aberystwyth** kamen sie mit Andrew Crombie Ramsay (1814–1891), dem Direktor des Geological Survey of England zusammen, der sie sehr unterstützte, und reisten mit ihm gemeinsam weiter. Hauers Freund, den Geologen Sir Warington Wilkinson Smyth (1817–1890), besuchten sie ebenfalls.

Bald kam die Abreise nach **London**, wo sie den Mineralienhändler Dr. Adam August Krantz trafen. Dann ging es nach Deutschland, zuerst nach **Köln** (Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Porifera), dann nach **Wiesbaden** (Gastropoda), um Heinrich Sandberger (1821–1879) zu treffen, und nach **Frankfurt** zu Herrmann von Meyer (1801–1869), der eine

schöne Sammlung von Zeichnungen von publizierten Fossilien besaß, jedoch keine eigene Sammlung hatte. August von Klipsteins (1801–1894) Sammlung mit dem *Dinotherium*-Schädel konnten sie nur sehen, weil sein Bruder zugegen war. Die Reise ging weiter nach Heidelberg, Karlsruhe, Straßburg, Basel und Bern. In **Heidelberg** besuchten sie den Baron Carl Cäsar von Leonhard (1779–1862) und den Paläontologen Heinrich Georg Bronn (1800–1862). Leonhard wird zwar etwas unvorteilhaft beschrieben, da es ihm ums Geld ging, doch sei er einer der ersten gewesen, der das Studium der Geologie in Deutschland verbreitete. Die nächste Station war **Straßburg**, von dort ging es nach **Freiburg** im Breisgau, wo sie den Botaniker Alexander von Braun (1805–1877) verpassten. Nächster Punkt war **Basel** mit Besuch bei dem Paläontologen Peter Merian (1795–1883) und des dortigen Museums. In **Solothurn** erzählte ihnen der Naturforscher Franz Josef Hugi (1791–1855) von dem Treffen der Schweizer Naturforscher. Weitere Stationen waren **Lausanne**, **Genf** (Bivalvia), **Neuchâtel** (Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda, Polychaeta) und **Yverdon**. Sie bestiegen den Mont Saléve, dann ging es über Villeneuve und Vevay nach **Bern**, **Zürich** und **Aarau** (Cephalopoda, Echinoidea). Laut Franz von Hauer sind die Leute in der Schweiz in allen Orten den Naturwissenschaften zugeneigt, auch in den kleinen gibt es Museen und viele Gesellschaften zur Naturgeschichte. Die nächsten Stationen waren **Stuttgart** (Amphibia, Chondrichthyes, Plantae), **München**, **Zürich** und **Schaffhausen**. In letzterem Ort suchte er den Naturwissenschaftler und Erfinder Jakob Amsler-Laffon (1823–1912) in seiner Apotheke auf. Die Reise ging weiter nach **Tübingen**, **Rothweil** und **Hechingen** (Bivalvia, Cephalopoda). In Stuttgart traf Hauer die Paläontologen Wilhelm Heinrich Theodor Plieninger (1795–1879) und Dr. Georg Friedrich Jäger (1785–1866). Über München und Linz gelangten sie endgültig im Oktober wieder nach Wien.

In den Briefen, die Franz von Hauer und Moriz Hörnes an Haidinger verschickten und die daraufhin in Sitzungen der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften vorgetragen wurden, kamen noch weitere Personen und Fundorte vor (siehe HAIDINGER, 1848b; HAIDINGER & PARTSCH, 1848; PARTSCH & HAIDINGER, 1848), die hier nicht weiter angeführt werden. Die Fundorte mit den heute vorhandenen Fossilgruppen sind in Tabelle 1 zu ersehen.

Kurzbiografien zu Mitarbeitern, Mäzenen, Gönnern, Institutionen und Mineralienhändlern als Einbringer von Fossilmaterial in das „Montanistische Museum“

Die meisten der im Folgenden genannten Personen und Institutionen, die durch Normetiketten mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ und ihrem Namen als Geber belegt sind und einige weitere ausgewählte Personen in der Literatur (HAIDINGER, 1843), die Fossilien in die Sammlung des „Montanistischen Museums“ eingebracht haben, werden in Kurzbiografien dargestellt. Diese erheben nicht den Anspruch auf Vollständigkeit, sondern sollen durch ausgesuchte Details ein „Geologisches Sittenbild der Zeit“ im Rahmen der Ereignisse rund um das „Montanistische Museum“ darstellen. Es wurde möglichst versucht, in die Kurzbiografien auch Hinweise auf das Sammlungsgeschehen und die Fossilbestände einstreuen zu lassen.

In HAIDINGER (1848c: 89–91) werden viele Gebernamen aufgelistet, die über diejenigen in HAIDINGER (1843: 6–8) genannten hinausgehen. Erstere werden im Folgenden nur erwähnt, da nur vermutet werden kann, wer von ihnen Fossilien eingebracht hat. Die meisten weiteren belegten Fossilienspender in diesem Kapitel werden ausführlicher behandelt. Kurz genannt werden: „*Dr. Tamnau in Berlin, Herr de Koningk aus den Niederlanden, Herr Topograph Bach aus Württemberg, Petrefactenhändler Ditt(e)rich, der für Graf Münster gesammelt hat, Mineralienhändler Kulda, Herr Czijzek* [sic!]*, Dr. Hörnes, Dr. Hammerschmidt, Dr. Reauz, Herr Simony, Amtsverwalter Hafner, Herr Kunkler, Dr. Waltl, Bergverwalter Lehner, Herr von Ferro, Herr von Würth, Bergrath Hampe, Herr Beszély, Professor Carrara, Director Hohenegger, Postmeister Habel, Herr Lipold, Herr Stur, Bergrath von Pettko, Pfarrer Akner, Herr von Kólósváry, Assessor F. Römer, Herr Sieber, Herr von Verneuil, Dr. Ewald, Herr Kotschi, Herr Ditterich* [doppelt genannt, siehe oben] *und Herr Krantz*.“

In eckigen Klammern wird ausgewählte Literatur und die Anzahl der Zähleinheiten der Geber angegeben. Letzteres geschieht nur bei Vorliegen eines Normetiketts mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ und dem Gebernamen. Eine Zähleinheit entspricht einer Schachtel mit einem bis mehreren Exemplaren. Die Anzahl der Stücke bzw. Zähleinheiten in der heutigen Geologischen Bundesanstalt aus der Zeit des „Montanistischen Museums“ ist nicht abschätzbar, aber bedeutend höher, als die mit Etiketten mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ erkennbaren. Eine weit darüber hinaus gehende Recherche hätte den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt, beziehungsweise wäre es nicht möglich, anhand der alten, kaum zuzuordnenden Handschriften der Voretiketten, die Jahre des „Montanistischen Museums“ einzugrenzen. Am zahlreichsten sind Normetiketten mit der handschriftlichen Aufschrift „École de Mines à Paris“, „Bergrath Hehl“ und „Heidelberger Mineralien-Comptoir“.

Barrande, Joachim (* 11. August 1799 in Saugues, Auvergne, Frankreich; † 5. Oktober, 1883 in Frohsdorf, Niederösterreich); Er studierte von 1819 bis 1824 in Paris, graduierte mit einem Ingenieursdiplom und war bis 1826 Konstrukteur im Brückenbau. Danach wurde er Lehrer von Kronprinz Henri d‘Artois, dem Enkel des letzten Königs von Frankreich, dessen Linie 1830 des Landes verwiesen wurde. Henri gelangte, begleitet von Barrande, über verschiedene Stationen in das Schloss Frohsdorf bei Lanzenkirchen. 1833 beendete Barrande seine Lehrerverpflichtung und arbeitete 1834 als Ingenieur für Eisenbahnbauten in Böhmen. Da er den Naturwissenschaften zugeneigt war, nutzte er die Großaufschlüsse und sammelte Fossilien aus dem Paläozoikum, wobei er von Henri finanziell unterstützt wurde. Barrande sendete Wilhelm von Haidinger in den 1840er Jahren mehrmals eigenes Material silurischer Fossilien, um die Tafeln seiner Werke in Wien drucken zu lassen. Erst 1869 bekam die k. k. Geologische Reichsanstalt durch den Ankauf von Joseph Krutta (möglicherweise Ortsvorsteher in Schönberg seit mindestens 1836 = Krásná Hora nad Vltavou, Tschechische Republik) eine über 700 Arten zählende Sammlung aus Barrandes Bestand als Geschenk (SCHLOENBACH, 1870: 49–51) (Abb. 8). Seine pri-

Abb. 8.
Trilobiten der Art *Sao hirsuta* Barrande, 1846 aus Skrey (Skryje nad Berounkou), Tschechische Republik; „Silur", „Etage e" (heute Kambrium, Jince-Formation); Etikett mit der Handschrift des Aufsammlers Joachim Barrande und Normetikett der „K. K. geolog. Reichsanstalt"; Inv. Nr. GBA 2019/012/0002 (Foto: Robert Krickl).

vate Fossiliensammlung vermachte er dem Nationalmuseum in Prag. Heute tragen 831 Etiketten in der GBA-Sammlung Barrande's Namen als Aufsammler, allerdings nicht mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum".
[Barrande, 1847, 1848, 1850; Haidinger, 1848a, b; Hauer, 1869, 1883; Kříž, 1999; Schnabel, 2009; Svojtka, 2018: http://www.biographien.ac.at/oebl/oebl_B/Barrande_Joachim_1799_1883.xml, abgerufen am 05.08.2019].

Breunner, Graf August (* 30. Juni 1796 in Regensburg; † 23. April 1877 in Villa Weinhart, Obermais bei Meran, Italien); Die Schreibweisen seines Namens variieren in verschiedenen Quellen: August Graf von Breun(n)er-En(c)kevoirt(h). Er war 1815 Schüler von Mohs in Graz, lud Wilhelm von Haidinger 1822 zu verschiedenen Reisen in Nordwest-Europa ein. Bis 1852 war er k. k. Kämmerer und Hofrat im k. k. Ministerium für Landeskultur und Bergwesen in Wien und dann später Landtagsabgeordneter in Niederösterreich. Er schenkte Objekte, wie beispielsweise „Chelonierfährten" (Abb. 9), aus seiner eigenen umfangreichen mineralogischen Sammlung, die 1841 von Haidinger publiziert wurden, 1839 dem „Montanistischen Museum" und war dort auch als „Prüfungs-Commissär" tätig. Weiters entdeckte er die mittelmiozäne Mollusken-Fundstelle in Niederkreuzstetten (unteres Badenium, Grund-Formation) und hinterließ außerdem Brachiopoden aus dem Devon von Goslar (Niedersachsen, Deutschland) den Sammlungen der GBA. Haidinger benannte nach ihm das Mineral „Breunnerit", das heute als Varietät des Magnesits gilt.
[Exel, 1993; Haidinger, 1841, 1845, 1869; N.N., 1849; Zapfe, 1971] 1 Zähleinheit.

École des Mines à Paris, gegründet 1783 in Paris auf Anordnung von Ludwig XVI, Neugründung 1794 in Peisey-Nancroix in Savoyen mit René-Just Haüy als ersten Kurator. Ab 1816 wieder in Paris im Vendôme Hôtel installiert, nennt sich heute „Mines ParisTech". Die geowissenschaftliche Sammlung der Bibliothek ist in Fontainebleau. Auf der Homepage des „Musée de Minèralogie" wird berichtet, dass Haidinger um das Jahr 1845 herum der „École des Mines" Minerale aus Siebenbürgen gesendet hatte. Eine Erwähnung, dass das „Montanistische Museum" möglicherweise Fossilien (Abb. 10) im Tausch zurückgeschickt bekommen hätte, findet sich in Haidinger (1848c: 89).
[Aguillon, 1889: http://www.musee.mines-paristech.fr/Our-Collections/History/, abgerufen am 22.07.2019] 68 Zähleinheiten.

Freyer, Heinrich (* 7. Juli 1802 in Idria (Idrija), Slowenien; † 21. August 1866 in Laibach (Ljubljana), Slowenien); Naturforscher, 1829 bis 1832 Apotheker in Laibach, Idria

Abb. 9.
„Chelonierfährte“ (angenommene Ausfüllung einer Schildkrötenfußspur) von Bajutz bzw. Oláhposbánya (heute Băiuț), Siebenbürgen, Rumänien; Paläogen, aufgesammelt von August Breunner, mit kleinem angeklebtem Etikett unbekannter Handschrift (nicht abgebildet), publiziert in HAIDINGER (1841: Taf. 10, Fig. 3), identifiziert als *Trionyx* von KARL et al. (2012: 65); Inv. Nr. GBA 2007/085/0001 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 10.
Normetikett „k. k. mont. Museum“ mit der Aufschrift „De l'École des mines à Paris“ und *Bulla lignaria* LIN[NAEUS, 1758], Gastropoda; Pariser Becken, Neogen, Faluns („Diluvialgr[uppe]“, Muschelsande); Inv. Nr. GBA 2017/039/0184 (Foto: Robert Krickl).

(Idrija), Agram (Zagreb, Kroatien) und Graz (Österreich), von 1832 bis 1853 Kustos des Krainischen Landesmuseums in Laibach, danach Konservator im „Zoologisch-Botanischen Museum Ferdinando-Maximilianum“ in Triest (Italien). 1848 wurde das „Naturhistorische Landesmuseum Kärnten“ am 1. Standort in Klagenfurt im „Kuraltschen Haus“ mit dem Grundstock der Naturaliensammlung des Grafen Gustav von Egger (1808–1884) gegründet. Freyer erledigte deren Aufstellung in sechs Räumen, 1. Kustos auf Empfehlung Haidingers wurde 1848 bis 1850 Friedrich Simony. Joseph Ritter von Hauer (1778–1863) regte Freyer zum Studium der eozänen Foraminiferen von Krapina (Kroatien) und oligozänen von Oberburg (Gornji Grad, Slowenien) an. Neben diesem Material hat er zudem miozäne Gastropoden aus Moraitsch (Moräutsch, Moravče, Slowenien) in der Sammlung der GBA hinterlassen. Johann Jacob Heckel (1790–1857) benannte nach ihm den Fisch *Sauroramphus freyeri* HECKEL, 1850.
[DESCHMANN, 1866; FREYER, 1850; KLEMUN, 1991, 1992, 1998; MORLOT, 1847a, b].

Haidinger, Wilhelm Karl Ritter von (* 5. Februar 1795 in Wien; † 19. März 1871 in Wien (Dornbach), Mineraloge, Sohn von Bergrath Karl Haidinger, der in der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen wirkte und eine eigene Mineraliensammlung besaß. Ab 1812 betrieb er mineralogische Studien in Graz bei Friedrich Mohs, ferner in Freiburg und Edinburgh. Ab 1827 leitete er 13 Jahre lang mit seinen Brüdern Eugen und Rudolph die familiäre Porzellanfabrik in Elbogen (Loket, Tschechische Republik). 1839 verfasste er eine Publikation über fossile Pflanzen aus Putschirn (Počerny, Karlsbad, Karlovy Vary) bei Cheb (Eger), in seiner Heimat (Abb. 2), dessen Material in das „Montanistische Museum" gelangte und heute noch in der Sammlung der GBA erhalten ist. Ab April 1840 wurde Haidinger, der ein Schüler von Friedrich Mohs war, Bergrath und folgte Friedrich Mohs als Leiter der Mineraliensammlung („Montanistisches Museum") der genannten Hofkammer. Dort strebte Haidinger „*die Verbindung von Praxis am Ort der Sammlungen mit der Theorie und der Lehre*" (KADLETZ, 2003: 20) an oder mit seinen eigenen Worten die „*Anwendung der Geologie auf das Leben*". Er begründete weiters die Reihen „Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen" und „Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien" sowie den namensgleichen Verein. Von 1849 bis 1866 war er 1. Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt und wurde 1865 in den Ritterstand erhoben. Ihm zu Ehren wurde 1856 die Haidinger-Medaille, die als höchste Auszeichnung der GRA/GBA verliehen wird, ins Leben gerufen. Die Handschrift von Haidinger ist in PFAFFL (1997: 19) abgedruckt.

[CERNAJSEK, 1996; FOETTERLE et al., 1856; HAIDINGER, 1869; HAUER, 1871; HINRICHS, 1872; HOFMANN, 1936; KADLETZ, 2003; MEIXNER, 1966; PFAFFL, 1997; STEININGER et al., 2018; ZAPFE, 1987] 2 Zähleinheiten.

Hauer, k. k. Hofrat Dr. Franz Ritter von (* 30. Jänner 1822 in Wien; † 20. März 1899 ebenda), Sohn von Joseph Ritter von Hauer, studierte nach einem Jahr an der Universität Wien von 1839 von 1843 an der Schemnitzer Bergakademie (Banská Štiavnica, Slowakische Republik), war kurze Zeit Bergverwalter in Eisenerz, nahm ab 1843 im „Montanistischen Museum" an Kursen teil und hielt dort ab 1844 die ersten Vorlesungen über Paläontologie in Wien, die von Hörern mitgeschrieben wurden. Zwei Zusammenstellungen dieser Mitschriften und seine Tagebücher sind im Archiv der GBA erhalten. 1846 wurde er Assistent von Wilhelm von Haidinger und bei der Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1849 erster Geologe und Bergrath. Im Jahr 1848 unternahm er 26jährig mit Moriz Hörnes Reisen nach Deutschland, Frankreich, England und in die Schweiz, sowie 1849 in verschiedene Länder der Monarchie, um Erfahrungen mit geologischen Landesaufnahmen zu machen. Hauer schrieb zahlreiche Arbeiten über meist mesozoische Fossilien und gilt als Pionier der österreichischen Cephalopodenforschung, im Speziellen der alpinen Trias (Abb. 11). Sein erstes monografisches Werk aus dem Jahr 1846, als er noch k. k. Bergwesenspraktikant war, ist betitelt „Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich", dem er als seinem Förderer die Arbeit gewidmet hat. Das Titelblatt ist in ZORN & HOFMANN (2017: 225) abgebildet und trägt die Widmung "Von Seiner

Abb. 11.
Sirenites striatofalcatus (HAUER, 1847a: 273, Taf. 9, Figs. 7–9), Cephalopoda, Holotypus mit Normetikett „K. k. geolog. Reichsanstalt"; Raschberg, Bad Goisern, Oberösterreich, Österreich; Obertrias, Karnium, Hallstätter Kalk; Nr. 124; Inv. Nr. GBA 1847/001/0017 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 12.
Ceratites cassianus (Quenst[edt, 1845]) (heute *Tirolites*), Cephalopoda (zwei von drei Exemplaren und Begleitgestein), Gadertal/Campillberg, Trentino-Südtirol, Italien; Untertrias, Werfen-Formation, Val Badia-Subformation; Normetikett „K. K. geolog. Reichsanstalt" mit der Handschrift Franz von Hauers: „J.s (Joseph) v. Hauer'sche Sammlung", Voretikett mit vermutlich Joseph von Hauers Handschrift (*Ceratites nodosus* [Schlotheim, 1813]); Trias, Muschelkalk, Campillberg; Irschara (vermutlich Name des Aufsammlers)), Inv. Nr. GBA 2019/012/0003 (Foto: Robert Krickl).

Durchlaucht Hrn Fürsten v. Metternich dem K. K. Montanistischen Museo", unterzeichnet mit WH (= Wilhelm Haidinger). Viele seiner ersten Veröffentlichungen erschienen in den Reihen „Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien" und „Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen". Weitere Publikationen folgten, wie das Werk „Beiträge zur Paläontographie von Oesterreich" aus dem Jahr 1858. Später, von 1867 bis 1885, war er 2. Direktor der GRA. Zuletzt leitete er von 1885 bis zum Ruhestand 1896 als 2. Intendant das k. k. Naturhistorische Museum in Wien. Darüber hinaus unterstützte er viele Vereine als Mitbegründer.
[Haidinger, 1848a; Haidinger & Partsch, 1848; Hauer, 1845, 1846a, b, 1847a, 1848a, 1858; Hofmann, 1936; Petrascheck & Hamann, 1985; Steininger et al., 2018, 2019; Tietze, 1900; Vacek, 1899; Zorn & Hofmann, 2017].

Hauer, Excellenz Joseph Ritter von (* 6. März 1778 Wien; † 2. Februar 1863 ebenda), Vater von Karl, Franz, Rudolf und Julius Ritter von Hauer, studierte Rechtswissenschaft an der Universität Wien bis 1798, war bald danach Kreiskommissär in Korneuburg. Ab 1807 Eintritt in die k. k. allgemeine Hofkammer 1831 und von 1832 bis 1848 deren Vizepräsident bis zum Ruhestand. 1809 beteiligte er sich an der Rettung des k. k. Hof-Naturalien-Cabinettes vor den Franzosen. Die k. k. Geologische Reichsanstalt verdankte ihm bei ihrer Gründung, nach 20-jähriger Sammeltätigkeit, einen Großteil ihrer Fossiliensammlung (Abb. 12), die 1851 unter Direktor Wilhelm von Haidinger angekauft wurde. Forschern seiner Zeit, wie Alcide d'Orbigny (1802–1857), August Emanuel Reuss (1811–1873), Möriz Hörnes, Ami Boué (1794–1881) und Paul Partsch (1791–1856), ließ er sein eigenes gesammeltes Material zu Studienzwecken bzw. Veröffentlichungen zukommen. Georg Graf zu Münster (1776–1844) veröffentlichte 1842 und 1846 von Joseph von Hauer gesammelte Fischreste aus dem Wiener Becken. Mit Heinrich Georg Bronn (1800–1862), einem der bedeutendsten deutschen Paläontologen seiner Zeit publizierte er 1837 eine Übersicht über Fossilien aus dem Wiener Becken im Vergleich zum Mainzer Becken und über Fossilreste in Siebenbürgen und Galizien, sowie 1838 Nachträge über fossile „Konchylien" aus Niederösterreich. Sein Name wird immer in Verbindung mit der Entdeckung und Aufsammlung der Foraminiferen des Wiener Beckens bleiben, welche durch Alcide d'Orbigny 1846 publiziert wurden. Seine Sammlung wird auch in der ersten Arbeit seines Sohns Franz (Hauer, 1846a) erwähnt.
[Foetterle, 1863; Haidinger, 1863c; Hauer, F., 1846a; Hauer, J., 1838; Hauer, J. & Bronn, 1837a, b; Häusler, 1996; Hingenau, 1863; Hörnes, 1851; d'Orbigny, 1846; Münster, 1842, 1846; Papp et al., 1977; Steininger et al., 2018; Tietze, 1899; Zapfe, 1971] 29 Zähleinheiten.

Hehl, Dr. Johann Carl Ludwig (* 18. September 1774 in Stuttgart; † 3. Juli 1853 ebenda), studierte von 1787 bis 1793 Medizin in Stuttgart und anderen Universitäten (Würzburg, Göttingen, Wien), dabei auch Mineralogie und war niedergelassener Arzt im Stuttgarter Raum. Am 9. April 1806 wurde er Bergrath und nach seiner Pensionierung Vorstand des „königlichen Mineraliencabinetts" in Stuttgart. Er schrieb verschiedene Publikationen zur Geologie von Württemberg und Stuttgart. Neben Fossilien (Abb. 13, ovales Etikett siehe Abb. 33) sammelte er Minerale und Gesteine und beschrieb einige jurassische Fossilarten, wie

Abb. 13.
Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit Aufschrift „Rückenschild eines Sauriers, [Stuttgart], Feuerbacher Heide, [Baden-Württemberg, Deutschland, Obertrias, Karnium, Stuttgart-Formation], Keuper-Sandstein“ und „Durch. Hrn Bergrath Hehl“; weiters die Handschrift von Franz von Hauer mit Bleistift: „*Mastodonsaurus Jaegeri* H. v. M.“ [= Hermann von Meyer, 1832]; heute *Mastodonsaurus giganteus* (Jaeger, 1828), Amphibium, siehe Moser & Schoch (2007); Voretikett „Rückenschild eines Sauriers, Feuerbacher Heide“, Hehl-Nr. 28 (siehe Abb. 33 mit der Handschrift von Bergrath Hehl), mit zusätzlicher Nr. 128; Inv. Nr. GBA 2019/012/0004 (Foto: Robert Krickl).

z.B. *Ammonites kridion* Hehl in Zieten, 1830 und *Belemnites oxyconus* (Hehl, 1831), Arten von denen Exemplare auch in der ehemaligen Sammlung des „Montanistischen Museums“ vorliegen. Alcide d’Orbigny benannte 1850 die Muschel *Pecten hehli* nach ihm. Seine private 20.000 Nummern zählende Sammlung wurde später von der Universität Tübingen übernommen. Die Einsendung einer Suite Fossilien von Hehl an das „Montanistische Museum“ unternahm 1846 Bergrath Joseph Russegger.
[Haidinger, 1848c; Kurr, 1855; Zoller, 1842] 81 Zähleinheiten.

Heidelberger Mineralien-Comptoir (ca. 1804–1929), gegründet durch Carl Caesar, späterer Ritter von Leonhard (* 12. September 1779 in Rumpenheim bei Hanau; † 23. Januar 1862 in Heidelberg). Leonhard studierte von 1797 bis 1799 Kameralistik in Marburg und Göttingen, war 1800 im Staatsdienst als Steuerassessor in Hanau. Um 1804 startete er dort einen Mineralienhandel, der 20 Jahre lief. Während seiner Tätigkeit als Händler publizierte er 1814 seine Mineraliensammlung. 1815 berief ihn König Maximilian I. Joseph (1756–1825) als Konservator der mineralogischen Sammlung nach München, 1818 erhielt er eine Professur der Mineralogie und Geologie an der Universität Heidelberg, die er bis zu seinem Tod innehatte. Während seiner Zeit in Heidelberg wurde der Mineralienhandel von verschiedenen Mitarbeitern weiter betrieben. In den 1820er Jahren gründete Leonhard in Heidelberg ein Mineralien-Comptoir, bei dem auch Johann Wolfgang von Goethe (1749–1832) Material bezog. Von 1822 bis 1867 erschienen zahlreiche Verkaufs-Kataloge. Leonhard gab unter anderem von 1830 bis zu seinem Tod 1862 gemeinsam mit Heinrich Georg Bronn, der vier Monate nach Leonhard starb, die Zeitschrift „Jahrbuch für Mineralogie, Geo-

gnosie, Geologie und Petrefactenkunde“ heraus (Späteres unter anderem Titel und anderen Autoren). Haidinger ließ nach 1839 560 Stück Fossilien vom Heidelberger Mineralien-Comptoir (Abb. 14) kaufen. 346 davon sind noch mit Etiketten des „Montanistischen Museums“ identifizierbar. Leonhard hinterließ 1854 und 1856 seine umfangreichen Memoiren in zwei Bänden.
[Fritscher, 2012; Haidinger, 1848c; N.N., 1862; Leonhard, 1814, 1854, 1856; Wilson, 1994, 2010] 346 Zähleinheiten.

Höniger, Johann (Lebensdaten nicht eruierbar), 1847 Freiherr von Rothschild‘scher Schichtmeister und Eigentümer des Goldbergbaues zu Obergrund im Troppauer Kreis (heute Horní Údolí, Tschechische Republik), 1848 in Mährisch-Ostrau (Ostrava) lebend, sendete Material an das „Montanistische Museum“. Eine triassische Pflanze aus Gaming, bezeichnet als *Pterophyllum haidingeri* Goeppert, ist im Bestand der GBA (Abb. 15) und wurde von Höniger geschenkt. 1851 schickte er eine Schachtel unbekannten Inhalts an die k. k. Geologische Reichsanstalt.
[Höniger, 1847; Foetterle, 1851; Haidinger, 1847b, 1848a] 1 Zähleinheit.

Hoeninghaus, Friedrich Wilhelm von (* 17. August 1770 in Crefeld, heute Krefeld; † 13. Juli 1854 ebenda), Unternehmer, Präsident des Handelsgerichts der Niederrheinischen Handelskammer, war auch „Naturaliensammler“ und schrieb eine monografische Arbeit über Brachiopoden (Höninghaus, 1828), in der er vier neue Arten der Gattung *Crania* aufstellte. 1830 übergab er seine reiche paläontologische Sammlung dem Naturhistorischen Museum der Universität Bonn.
[Nöggerath, 1855] 4 Zähleinheiten.

Krantz, Dr. Adam August (* 6. Dezember 1808 in Neumarkt/Schlesien, heute Środa Śląska in Polen; † 6. April 1872 in Berlin), studierte nach seiner Apothekerlehre 1832 in Freiberg Geognosie und Paläontologie und wurde ab 1833 ein bedeutender Mineralien-Händler, zuerst in Freiberg, 1837 in Berlin und 1850 in Bonn. Die dortige Firma „Dr. F. Krantz Rheinisches Mineralien-Kontor“ existiert noch heute in fünfter Generation und gehört zu den ältesten Mineralienhandlungen weltweit. Krantz schrieb verschiedene Veröffentlichungen, wie 1857 „Ueber ein neues bei Menzenberg aufgeschlossenes Petrefakten-Lager in den devonischen Schichten“ und war Erstbeschreiber ver-

Abb. 14.
Pflanze „*Cyclopteris orbicularis* Bronn [sic!] [Brongniart]“, 1828, Duttweiler (= Dudweiler) bei Saarbrücken, Deutschland; Karbon; mit Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ und der Nr. 14, angekauft v. Heidelb.[erger] Comptoir. Typisch ist das blaue Voretikett vom Heidelberger [Mineralien]-Comptoir und die aufgeklebte blaurandige Raute mit der Nr. 2; Inv. Nr. GBA 2019/012/0005 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 15.
Cycadophytina (Bennettitales), „*Pterophyllum haidingeri* GOEPP[ERT]“ = *Taeniopteris haidingeri* GÖPPERT mnsc. nec ETTINGSHAUSEN (STUR, 1885), siehe POTT et al. (2007); mit Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ und Aufschrift „Gaming, NiederOesterreich“ [sic!]; Obertrias, Karnium, Lunz-Formation, „von Hrn. Joh.[ann] Höniger“ (Freiherr von Rothschild'scher Schichtmeister in Mährisch-Ostrau); mit nicht abgebildetem, weil an der Unterseite angeklebtem Voretikett mit „Zürner bei Gaming“; Inv. Nr. GBA 2019/012/0006 (Foto: Robert Krickl).

schiedener Arten von Brachiopoden und Bivalven. Fossilien von Menzenberg bei Bonn sind in der GBA-Sammlung vorhanden, aber voraussichtlich erst 1857 erworben worden. Seine Privatsammlung von 14.000 Stück Mineralen wurde nach seinem Tod an das Mineralogische Museum der Universität Bonn verkauft.
[KRANTZ, F., 1958; EXEL, 2006; HAIDINGER, 1848c, 1857; KOLLMANN, 1966; KRANTZ, A., 1857; KNER, 1847; STACHE, 1857] ungezählte Krantz-Etiketten.

Layer, Michael, Montanist und k. k. wirklicher Hofrath (* 25. September 1796 in Hall in Tirol; † 7. Dezember 1851 in Prag (Praha)), lernte in der Bergakademie in Schemnitz (Banská Štiavnica, Slowakische Republik) und war in verschiedenen Orten Praktikant, von 1830 bis 1834 Berg- und Hüttenverwalter in Raibl, 1843 Vorsteher der k. k. Central-Bergbau-Direktion in Wien, 1848 k. k. Unterstaatssekretär im Ministerium für Landeskultur- und Bergwesen und war weiters als Prüfungscommissär im „Montanistischen Museum“ tätig. Er hinterließ in diesem zumindest Cephalopoden und Crinoiden aus Bad Bleiberg (Abb. 16), sowie Trilobiten aus Skryje (Skrej, Tschechische Republik).
[N.N., 1852a; GSCHLIESSER, 1970; HAIDINGER, 1869] 3 Zähleinheiten.

Lobkowitz und Herzog von Raudnitz, August Longin Fürst von (* 18. März 1797 in Prag; † 17. März 1842 in Wien), Leiter der k. k. Hofkammer in Münz- und Bergwesen von 1834 bis zu seinem Tod 1842, schenkte dem „Montanistischen Museum“ einige Fossilien aus seiner eigenen Mineralien-Sammlung, die er in Bilin bei Teplitz (Teplice, Böhmen, Tschechische Republik) aufbewahrte, deren Kustos der Zeichner Joseph Rubesch war. Sie verzeichnete mehr als 1.545 Fossilien in der „Petrefactensammlung“, weitere in der Sammlung der Teplitz-Biliner Umgebung. Letztere wurde von Constantin Freiherr von Ettingshausen (1826–1897) für die Publikation „Die fossile Flora des tertiären Beckens von Bilin“ (drei Teile, 1867–1869) genützt,

Abb. 16.
Crinoidea (Seelilien) mit Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit der Aufschrift „*Cyathocrinites pinnatus* GOLDF[USS, 1831]“, sowie „Von Hrn Hofrath Layer“ und Nr. 15a, mit Voretikett; Bad Bleiberg, Kärnten, Österreich; Obertrias, Karnium, Raibl-Formation; Inv. Nr. GBA 2019/012/0007 (Foto: Robert Krickl).

wie aus einem Bericht von Joseph Rubesch aus dem Jahr 1869 hervorgeht.
[ETTINGSHAUSEN, 1851a, b, 1867, 1868, 1869; HAIDINGER, 1843; RUBESCH, 1869].

Melling, Franz (* 9. März 1820 in Klagenfurt (Villacher Vorstadt); † 27. September 1892 in Graz), Bergbeamter unter anderem in Eibiswald (Steiermark) und Raibl (Cave del Predil, Italien). Dem „Montanistischen Museum“ schenkte er fossile Samenkapseln (Abb. 17) von Miröschau (Mireschau, Mirošov, Brno, Tschechische Republik). Die GBA beherbergt in ihrer Sammlung mehrere fossile Stücke von Schildkröten, die von den Herren Franz Melling und Joseph Kleindienst in späterer Zeit (1868) gefunden wurden. Letzterer gründete einen Bergbau für den Betrieb der Vordersdorfer Glasfabrik mit Joseph Prattes im Jahr 1865. Verschiedene Fossilarten wurden nach Melling benannt (*Corbis mellingi* HAUER, 1857, *Calamus mellingi* STUR, 1868, *Palaeotestudo mellingi* PETERS, 1869).
[DE LAPPARENT DE BROIN et al., 2006; STUR, 1868; WEBER & WEISS, 1983; ZAPFE, 1971] 1 Zähleinheit.

Menapace, Florian Ritter von (Lebensdaten nicht eruierbar), unter anderem Straßenmeister in Lienz, Kreisingenieur zu Trient und k. k. Landes-Baudirektor von Ungarn in Ofen (Budapest), erarbeitete 1833 einen Plan für den Neubau eines Museums in Innsbruck, der aber 1840 abgelehnt wurde, schenkte dem Ferdinandeum in Innsbruck verschiedene Fossilien, wie beispielsweise Brachiopoden (Abb. 18), aus seiner eigenen Sammlung in Trient, die laut Zeitgenossen sehr beeindruckend gewesen sein muss. Er plante eine Veröffentlichung ausgewählter Stücke, die mit Hilfe Franz von Hauers durchgeführt werden sollte. Das Ferdinandeum (Tiroler Landesmuseum) in Innsbruck wurde am 13. Mai 1823 gegründet, Namensgeber war Thronfolger Erzherzog Ferdinand, hat unter anderem umfangreiche naturwissenschaftliche Sammlungen. In den Jahren 1846/1847 war die Aufstellung der geognostisch-montanistischen Sammlung mit 6.000 Stücken erfolgt.
[BIDNER, 1998; EGG, 1973; HÖRNES, 1850; N.N., 1834; N.N., 1846] 1 Zähleinheit.

Abb. 18. ▶
Terebratula triangulus LAM[ARCK, 1819], Brachiopoda, Le Laste bei Trient (Trento), Trentino-Südtirol, Italien; Mittel- bis Oberjura, Bajocium bis Tithonium; Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit Aufschrift „vom In[n]sbrucker Ferdinandeum“, Nr. 49 und Etikett vom Ferdinandeum mit Aufdruck „Geogn.[ostische] Suitensammlung aus Tirol“; Inv. Nr. GBA 2019/012/0009 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 17.
Cardiocarpum umbonatum Sternb[erg], 1820], heute *Guilielmites umbonatus* Geinitz, 1858; fossile Samenkapseln einer Palme, Miröschau (Mireschau) bei Brünn (Mirošov, Brno, Tschechische Republik), Karbon, Westfalium; Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit Aufschrift „Von Hrn. F.[ranz] Melling“, Voretikett mit der Handschrift von Franz von Hauer; Inv. Nr. GBA 2019/012/0008 (Foto: Robert Krickl).

Metternich, Clemens Wenzel Lothar von (* 15. Mai 1773 in Koblenz; † 11. Juni 1859 in Wien), Staatskanzler der Habsburgermonarchie bis 1848, studierte von 1788 bis 1792 in Straßburg und Mainz und war ein passionierter Sammler von Objekten aller Art sowie den Naturwissenschaften sehr zugeneigt. Auf seinem Sommersitz Schloss Königswart (Kynžvart, Böhmen, Tschechische Republik), der einzigen Besitzung, die ihm nach der Revolution blieb, hatte er ein Museum und Kuriositätenkabinett. Er finanzierte Franz von Hauers erste Publikation aus dem Jahr 1846 mit dem Titel „Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich: Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen“ und unterstützte auch den jungen Friedrich Simony als Mäzen. In seiner Sammlung beherbergte er Fossilien aus dem Salzkammergut, vor allem aus dem Hallstätter und Ausseer Gebiet.
[Hauer, 1846a, 1847a; Kadletz-Schöffel & Kadletz, 2000; Lehr, 1996].

Morlot, Karl Adolphe von (* 22. März 1820 in Neapel, † 10. Februar 1867 in Bern), Geologe, Prähistoriker und Ethnomusikologe, zog 1844 nach Wien und fand Aufnahme im k. k. Hof-Mineraliencabinet und im „Montanistischen Museum“. Er reiste eine Weile durch Österreich und verlies dieses im Jahr 1851 wieder. Weiters schrieb er 1850 im 1. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt eine Arbeit „Ueber die geologischen Verhältnisse von Radoboj in Kroatien“, in der er die zur damaligen Zeit gefundenen Fossilgruppen aufzählt und deren Anzahl von Arten angibt. Die Insekten wurden später von Oswald Heer (1809–1883) in Zürich bearbeitet. Einige Exemplare von Insekten aus der GBA-Sammlung wurden vor wenigen Jahren erstmals neu bestimmt, eine Raubwanze (Swanson, 2016) sowie die Ameisen durch die Revision von Dlussky & Putyatina (2014), die fünf Neotypen errichteten und zwei Holotypen und einen Paratypus verifizierten. Franz Unger (1800–1870) benannte die fossile Pflanze *Potamogeton morloti* Unger, 1849 nach ihm. Morlot gilt weiters als Entdecker der oligozänen Pflanzen von Sotzka (Socka, Slowenien), die von Franz Unger 1850 beschrieben wurden.
[Ettingshausen, 1850; Dlussky & Putyatina, 2014; Haidinger, 1850c, d; Hauer, 1867; Heer, 1849, 1853; Morlot, 1847a, b, 1850a, b; Swanson, 2016; Unger, 1850a; https://en.wikipedia.org/wiki/Adolph_von_Morlot#cite_note-1, abgerufen am 24.10.2019].

Patera, k. k. Hofrath Adolf (* 11. Juli 1819 in Wien; † 26. Juni 1894 in Teschen (Cieszyn, Těšín), Polen), war Montanist und Hüttenchemiker. Er absolvierte von 1839 bis 1843 die Berg-Akademie in Schemnitz (Banská Štiavnica, Slowakische Republik), wirkte ein paar Jahre im k. k. Haupt- und Land-Münzprobiramte [sic!] und im „Montanistischen Museum“ in Wien mit. Er war Mitbegründer des „Vereins der Freunde der Naturwissenschaften“ und zeitweiliger Reisebegleiter von Wilhelm von Haidinger. 1849 wurde er Assistent an der Berg-Akademie in Příbram (Tschechische Republik) und 1853 k. k. Bergrath in Joachimsthal (Jáchy-

Abb. 19.
„*Clypeaster grandiflorus* var. altus [Bronn]“, Echinoidea; Kemenze (Kemence, Pest), Ungarn; Miozän, Badenium; Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit Aufschrift „Von Hrn Adolf Patera“ und Nr. 41; Inv. Nr. GBA 2017/039/0015 (Foto: Robert Krickl).

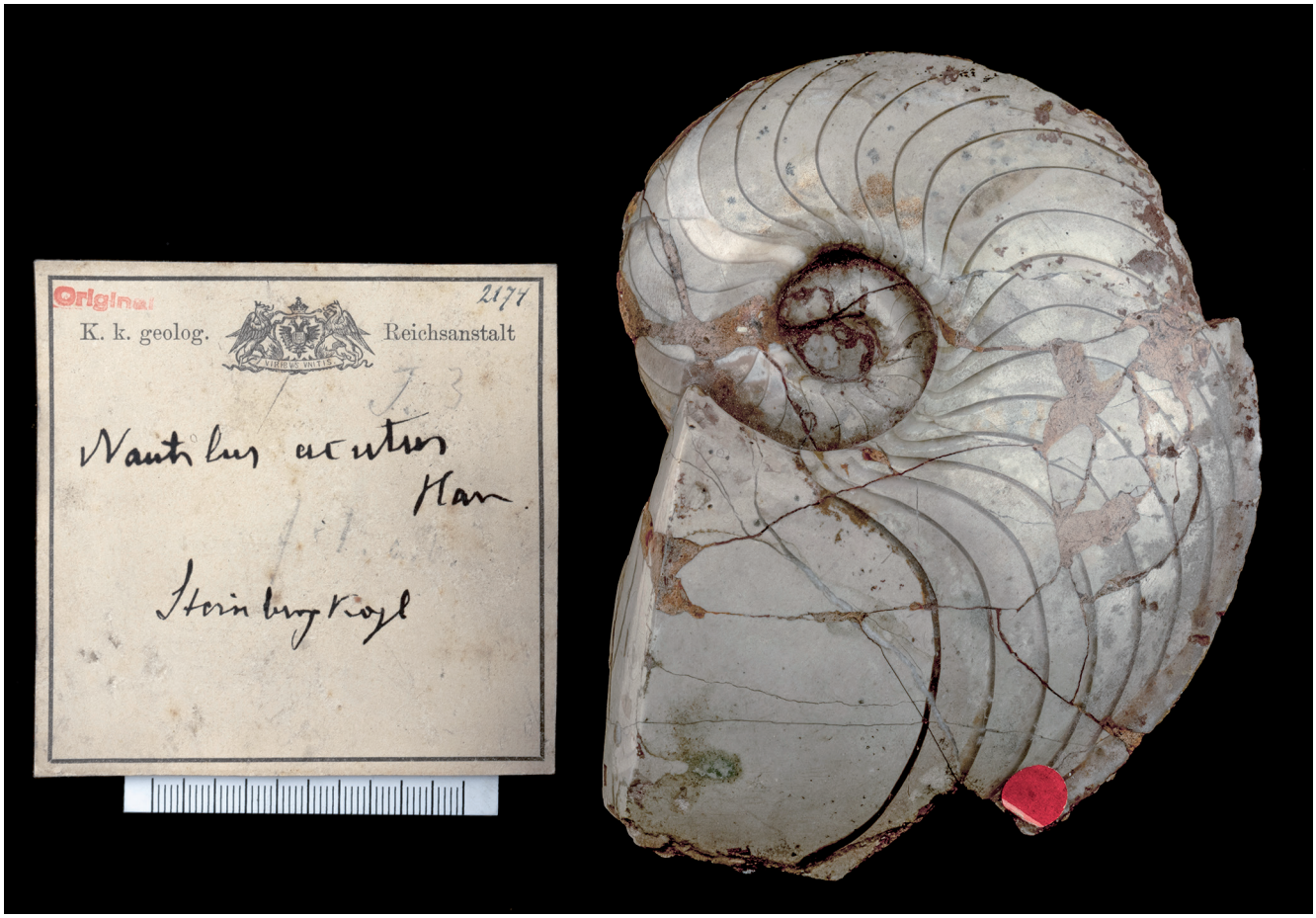


Abb. 20.
Nautilus acutus HAUER, 1846a: 38, Taf. 11, Figs. 1–2, Cephalopoda, Syntypus, mit Normetikett „K. k. geolog. Reichsanstalt"; Steinbergkogel, Hallstatt, Oberösterreich; Trias, Norium, Sevatium, Hallstätter Kalk; leg. Johann Georg Ramsauer, Nr. 124; Inv. Nr. GBA 1846/001/0020/01 (Foto: Robert Krickl).

mov, Tschechische Republik). 1864 übernahm er die Leitung des k. k. hüttenmännisch-chemischen Laboratoriums in Wien. Er schenkte dem „Montanistischen Museum" zumindest Bivalven aus Grünbach am Schneeberg (Österreich) und Seeigel aus Kemence (Ungarn) (Abb. 19).
[ERNST, 1894; HAIDINGER, 1848c, 1869; N.N., 1894; JONTES, 1977] 3 Zähleinheiten.

Ramsauer, Johann Georg (* 7. März 1795 in Hallstatt; † 1. Jänner 1874 in Linz), Entdecker und systematischer Ausgräber der Hallstätter Gräberfelder aus der Eisenzeit im Jahr 1846, sowie Dachsteinpionier, war von 1831 bis 1864 k. k. Bergmeister in der Salinenverwaltung Hallstatt. Er sammelte zahlreiche Fossilien, hauptsächlich Ammoniten aus dem obertriadischen Hallstätter Kalk (Abb. 20), aber auch mesozoische Bivalven und Gastropoden. Manche der Stücke, die er verkaufte, wurden von Franz von Hauer im Jahr 1846 publiziert und in der Folge von Edmund von Mojsisovics (1839–1907) in den Jahren 1873, 1875, 1893 und 1902 wiederveröffentlicht. Unter dem eingesendeten Material von 1851 sind 17 Kisten und von 1852 vier Kisten verzeichnet. Es wurde insgesamt eine Sammlung von 441 Nummern übernommen. Bisher sind über 100 Exemplare, davon 13 Großobjekte, identifiziert, die von Ramsauer gesammelt wurden. Seine Fossilien tragen häufig die Aufschrift „coll. Ramsauer" oder sind mit einem Kürzel und einer Nummer versehen. In der Sammlung der GBA befindet sich weiteres unbearbeitetes und leider schlecht beschriftetes Material in drei Kisten. Eine Erwähnung, dass schon 1846 Material von Ramsauer in das „Montanistische Museum" eingesendet wurde, findet sich in HAIDINGER (1848c: 89).
[GRUBER, 1994; HATTINGER, 2004; HAUER, 1846a, 1851b; N.N., 1852b].

Rasumofsky, Gregor [Grigorij] Kyrillowitsch [Kirillovič] Graf (* 10. November 1759 in St. Petersburg; † 3. Juni 1837 in Böhmisch Rudoletz (Český Rudolec, Tschechische Republik)), jüngerer Bruder von Fürst Andreas Graf Rasumofsky (1752–1836), dem Erbauer des Palais Rasumofsky in Wien. Er war ein leidenschaftlicher Sammler und schon in jungen Jahren unternahm er zahlreiche Studienreisen in verschiedene Länder, studierte Mineralogie und Geologie in Leiden, zog 1818 nach Baden bei Wien und sammelte am Kalvarienberg Fossilien, unter anderem auch Wirbeltierreste (Abb. 21). Anhand seines Materials publizierte er einige erdwissenschaftliche Arbeiten, wie „Observations mineralogiques sur les environs de Vienne" von 1822. Sein Nachlass wurde von Wilhelm von Haidinger erworben. Darunter befand sich auch der in Abbildung 22 wiedergegebene Trilobit.
[HAIDINGER, 1843, 1848c; MININA, 2005; RASOUMOVSKY, 1822; WITHALM, 1999, 2000] 2 Schachteln.

Riepl, Franz Xaver (* 29. November 1790 in Graz; † 25. April 1857 in Wien), Bergbaufachmann und Industriepionier, 1819 bis 1838 Professor für Warenkunde und Naturgeschichte am k. k. polytechnischen Institut (spätere Techni-

Abb. 21.
Zwei Eckzähne (Canine) von Höhlenbären, *Ursus spelaeus* (ROSENMÜLLER, 1794), Mammalia; Rauchstallbrunngraben, Baden bei Wien, pleistozäne Knochenbrekzie. Mit einem von zwei Etiketten mit vermuteter Handschrift des Gregor Graf Rasumofsky in Französisch (siehe unten). Ein Zahn mit der Beschriftung: „Baden Calw-[arienberg]". Der obere Zahn ist dem sehr ähnlich, den RASOUMOVSKY (1822) in Figure 64 abgebildet hat; Inv. Nr. GBA 2019/012/0010 (Foto: Robert Krickl).
Beschriftungszettel: „Mammaliolites de Schlot(t)heim [sic!] – Deux belles dents fossiles trés bien conservées au partie d'un jaune brun, qui semblent être des dents Canines d'une assez grande espéce de Hyéne, ayant beaucoup de rapports avec celles figurées par Bu(c)kland [sic!] Pt. IV de sas Reliq:Diluv: surtout à la fig: 2. Elles ont été trouvés dans les formations osseuses du Mont Calvaire en Basse Autriche."
Übersetzung: „Zwei schöne sehr gut erhaltene fossile Zähne, die teilweise gelbbraun sind, die Eckzähne einer ausreichend großen Hyänenart zu sein scheinen, die in vielen Beziehungen mit denen stehen, die von Buckland dargestellt wurden …" „Sie wurden in den knochenreichen Ablagerungen des Kalvarienberges in Niederösterreich gefunden."
Ein weiteres Etikett mit der Handschrift von Franz von Hauer: „Ursus, Rauchstahlbrunn [sic!]". Ein Eckzahn mit der Aufschrift: „Baden Calwarienberg".

sche Universität) in Wien. Er stellte dem „Montanistischen Museum" vielfach von ihm selbst aufgesammeltes Material aus Bergwerken zusammen. Seine Gesteinssammlung wurde 1840 dem „Montanistischen Museum" einverleibt. Er verstarb als k. k. emeritierter Professor und Direktor der Kaiser-Ferdinands-Nordbahn und hinterließ im Bestand des „Montanistischen Museums" einige Pflanzenfossilien und Cephalopoden aus dem Paläozoikum Böhmens.
[HAIDINGER, 1843; JONTES, 1988; FITZ, 1993] 3 Zähleinheiten.

Rill, Johann (Lebensdaten nicht eruierbar), 1843 Bergwesenspraktikant, 1848 Bergbuchführer bei der k. k. Berggerichtssubstitution in Bleiberg. Es sind zwei Schachteln mit von Rill aufgesammelten Bivalven von St. Florian in der Steiermark (Österreich) aus dem Badenium (Miozän) vorhanden.
[N.N., 1848; KRAUS, 1843] 2 Zähleinheiten.

Rohmann, Oberleutnant Friedrich Freiherr von (* 24. Dezember 1789 in Roman (Iași), Moldawien); † 14. Juli 1873 in Graz), illegitimer Sohn von Prinz Friedrich Josias Herzog von Sachsen-Coburg-Saalfeld (1737–1815) durch morganatische Ehe mit seiner Haushälterin Therese Stroffeck. Er kaufte 1813 Schloss Neudenburg in Kemmelbach (Niederösterreich). Die einzigen dokumentierten Objekte von ihm mit Normetikett mit der Aufschrift „k. k. montanistisches Museum" sind Seepocken (Cirripedia) (Abb. 23) aus dem

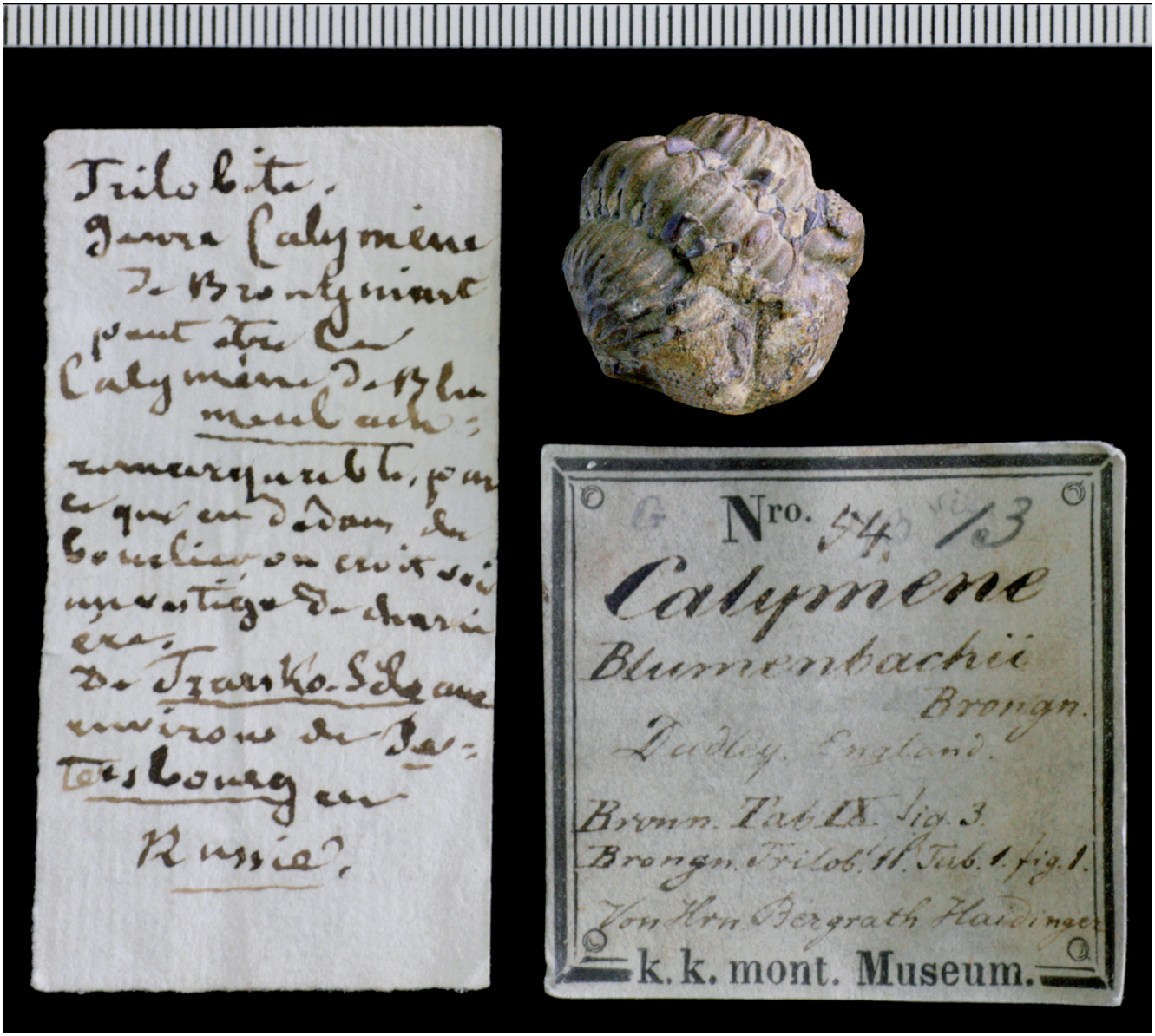


Abb. 22.
Trilobit „*Calymene blumenbachii* Brongn.[iart in Desmarest 1817]“, die Typusart von *Calymene*, siehe Siveter (1985); Dudley bei Wolverhampton, West Midlands, England; Silur, Wenlock. Normetikett „k. k. mont. Museum“ mit der Aufschrift „von Hrn. Bergrath Haidinger“, sowie Zettel mit vermuteter Handschrift des Gregor Graf Rasumofsky in Französisch; Inv. Nr. GBA 2019/012/0011 (Foto: Robert Krickl).

Miozän (Eggenburgium) von Klein-Meiseldorf bei Eggenburg in Niederösterreich [Bosbach & Davis, 2007] 1 Zähleinheit.

Russegger, Joseph Ritter von (* 18. November 1802 in Salzburg; † 20. Juni 1863 in Schemnitz (Banská Štiavnica, Slowakische Republik), Bergrath und k. k. Ministerialrath, wollte schon als Kind Bergmann werden und unbekannte Länder bereisen. Er begann seine Laufbahn 1822 als Bergwesenspraktikant in Schemnitz, ging 1827 bis 1835 als Werksverwalter nach Böckstein und Rauris (Salzburg). Danach reiste er in viele Länder Europas und des Nahen Ostens. Wieder zurückgekehrt, war er 1841 bis 1850 Bergwerksdirektor in Wieliczka (Polen), ab 1850 Vorstand der k. k. nieder-ungarischen Berg-, Forst- und Güterdirection und Direktor der Schemnitzer k. k. Berg- und Forstakademie (Slowakische Republik) bis zu seinem Tod. 1853 wurde er geadelt. Publizistisch betätigte er sich schon ab 1825, wobei die „Reisen in Europa, Asien und Afrika mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841“ in sieben Bänden besonders herauszustellen sind. Im Jahr 1847 übergab er dem „Montanistischen Museum“ immer wieder Fossilien, wie zum Beispiel Früchte und Samen aus Wieliczka (Polen), Elefantenzähne und -knochen aus Nussdorf (Wien), sowie Fische aus dem Libanon. Von letzteren sind heute 19 Exemplare in der GBA erhalten. Im Jahr 1859 wurde die Anzahl der von Russegger geschenkten Fossilien mit 186 Nummern dokumentiert. Sie waren in der k. k. Geologischen Reichsanstalt im sogenannten „Mohs-Saal“ ausgestellt. Dubletten von Russeggers Aufsammlungen erhielten das heutige Naturhistorische Museum (Wien) und das Joanneum (Graz).
[Fischer et al.,1976; Haidinger, 1847a, b, 1859b, 1863b; Hauer, 1847b, 1848b; Heckel, 1841; N.N., 1863a, b; Russegger, 1841–1849, 1864; Senoner, 1862; Stur, 1873; Unger, 1850b; Zapfe, 1987] 5 Zähleinheiten.

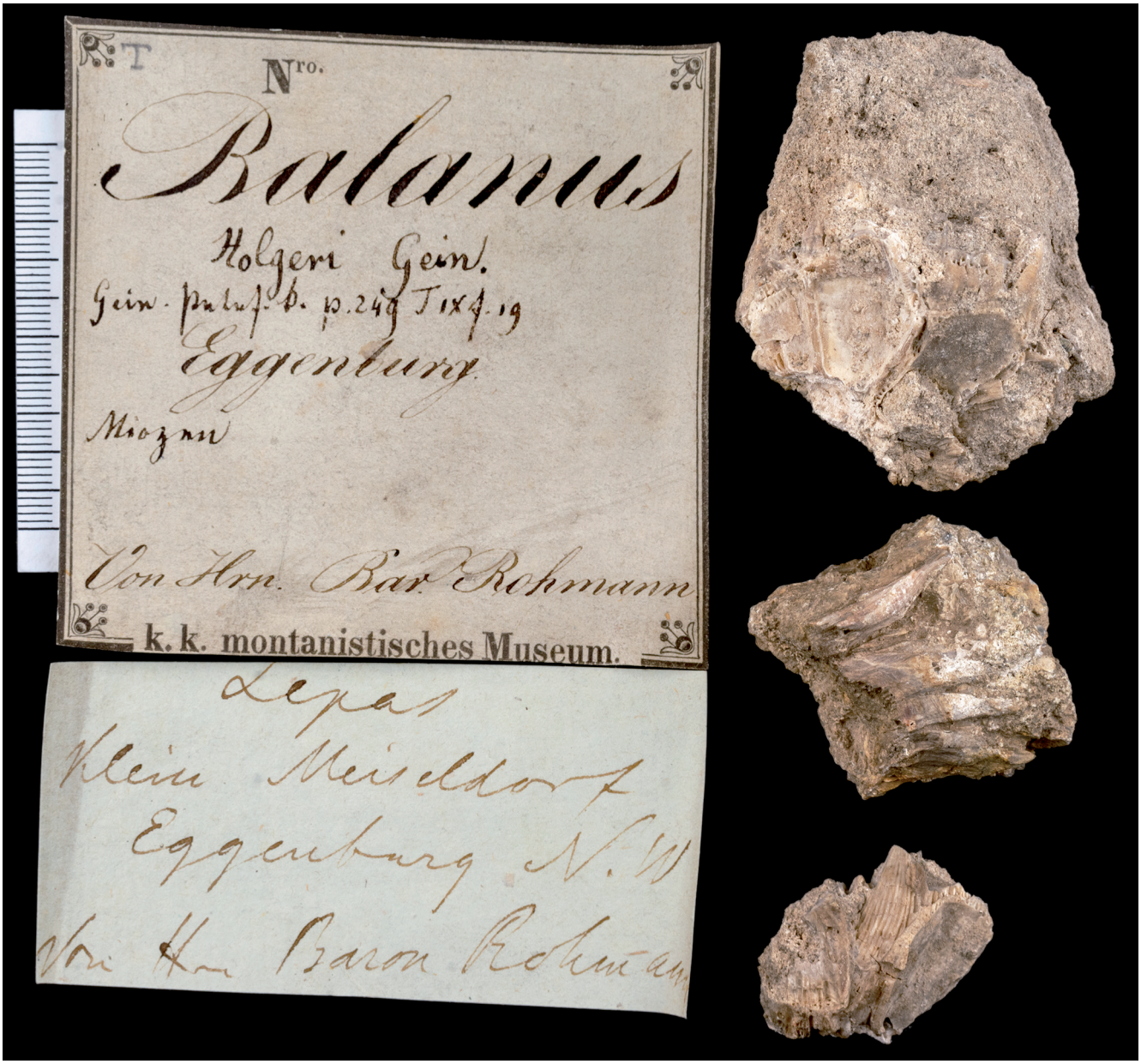


Abb. 23.
Cirripedia (Crustacea); Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit der Aufschrift „Von Hrn. Bar.[on] Rohmann“ und „*Balanus holgeri* GEIN.[ITZ], mit Voretikett „*Lepas*, Klein Meiseldorf, Eggenburg N.W.“, Niederösterreich, Österreich; Miozän, Eggenburgium, St. Marein-Freischling-Formation; Inv. Nr. GBA 2017/039/0005 (Foto: Robert Krickl).

Sacher-Masoch, Leopold Johann Nepomuk, Ritter von (* 26. Dezember 1797 in Lemberg (Lwiw), Ukraine; † 10. September 1874 in Bruck an der Mur). Nach seinem Studium in Galizien trat er in den Staatsdienst (Gubernialrath) ein und hatte von 1831 bis 1847 die Position des Polizeidirektors von Lemberg (Lwiw) inne. 1848 wurde er als Stadthauptmann nach Prag versetzt. Er war ein passionierter Sammler und Naturforscher und förderte verschiedene Wissenschaftler mit Material aus seiner Sammlung, sowie Institutionen und Museen mit Sachspenden. Die GBA verdankt ihm eine umfangreiche Suite von Kreidefossilien aus Nagórzany bei Lwiw (Abb. 24) aus dem Jahr 1843.
[HAUER, 1847b; SVOJTKA, 2009] 7 Zähleinheiten.

Scala, Alois Ludwig von (Lebensdaten nicht eruierbar), 1843 Hauptmünzamts-Cassa-Controllor und 1856 k. k. Ministerial-Secretär. Seine Sammlung wurde zwischen 1839 und 1843 von Wilhelm von Haidinger für das „Montanistische Museum“ angekauft.
[HAIDINGER, 1843; FOETTERLE et al., 1856: IX]

Senoner, Adolf (* 27. Juli 1806 in Klagenfurt; † 30. August 1895 in Wien) (Abb. 25) studierte in Pavia und Padua Medizin, wurde Militärarzt und später Landarzt in Hadersdorf (Niederösterreich). Das in Italien erworbene Interesse an Geologie bewog ihn später zum Kontakt mit dem „Montanistischen Museum“. Er publizierte verschiedene Beiträge in den „Berichten der Freunde der Naturwissenschaften“. 1848 schenkte er dem „Montanistischen Museum“ ein Geweih und Röhrenknochen. Aus gesundheitlichen Gründen musste er 1850 seinen Beruf aufgeben und arbeitete ab 1854 unter Direktor Haidinger unter anderem als Schreibkraft und Bibliotheks-Custos in der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Im Jahr 1862 publizierte er eine Ar-

Abb. 24.
Anthozoa (Koralle) mit Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ mit der Aufschrift „*Anthophyllum*, Nagorzany bei Lemberg“ (= Nagórzany (Nahoriany), Lwiw (Lwów, Lviv, Lemberg), Ukraine; sowie „Von Hrn Gub[ernial]Rath Ritter v. Sacher“ und zwei Voretiketten, Nr. 19; Oberkreide, Maastrichtium; Inv. Nr. GBA 2019/012/0012 (Foto: Robert Krickl).

beit über „Die Sammlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichs-Anstalt in Wien“. Später fand er 1866 unter Direktor Franz von Hauer in Kanzlei und Archiv neue Arbeit und wurde 1886 pensioniert. Zahlreiche Fossilien, die er in Italien gesammelt hatte, sind in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt erhalten.
[HAIDINGER, 1848c; HAMMERSCHMIDT, 1848; N.N., 1895; SENONER, 1863; VACCARI, 2002; ZAPFE, 1987]

Simony, Friedrich (* 30. November 1813 in Hrochowteinitz bei Chrudim (Hrochův Týnec), Tschechische Republik; † 20. Juli 1896 in St. Gallen, Steiermark). Apothekerlehre in Nikolsburg (Mikulov), Laborant in Znaim (Znojmo), 1835 Magisterium an der Universität Wien, danach Studium

Abb. 25.
Porträt von Adolf Senoner, 1869; Archiv GBA, Graphische Sammlung, Signatur A 07121-BM.1, mit Originalunterschrift.

der Naturwissenschaften. Ab 1842 wissenschaftliche Beschäftigung mit dem Salzkammergut. Er wurde 1. Kustos des Naturhistorischen Museums in Klagenfurt von 1848 bis 1850 auf Empfehlung von Wilhelm von Haidinger und 1851 ordentlicher Professor für Geographie an der Universität Wien. Er hatte viele Mäzene, wie Fürst Clemens Wenzel Lothar von Metternich (1773–1859), der unter anderem seine Dachstein-Expeditionen bis zum Revolutionsjahr 1848 unterstützte, sowie Joseph Franz Freiherr von Jacquin (1766–1839) und Erzherzog Ludwig Viktor von Österreich (1842–1919). Mit Johann Georg Ramsauer, dem er riet, seine Sammlung zu verkaufen, verband ihn eine große Freundschaft. Er hinterließ in den heutigen Sammlungen der GBA über 330 Zähleinheiten von mesozoischen Fossilien (Abb. 26), die entweder durch ein auf das jeweilige Stück geklebte 1 x 1,1 cm große Etikett mit dem geschrie-

Abb. 26.
Barysmilia tuberosa Reuss, 1854, Anthozoa (Koralle), wahrscheinlich Syntypus zu Reuss (1854: 91), ebenfalls abgebildet in Zorn (2015: 149, Pl. 2, Fig. 4); Neffgraben, Gosau, Salzburg; Oberkreide, Santonium, Gosau-Gruppe; Etikett mit der Handschrift von Friedrich Simony und der Nr. 2539), GBA Inv. Nr. 2012/096/0005 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 27.
Das Palais Rasumofsky in der Rasumofskygasse 23–25 in Wien im Jahr 2012 (Foto: Irene Zorn).

benen Kürzel „S.V. (selten F.S.) und einer bis zu vierstelligen Nummer identifizierbar sind oder seine Signatur auf dem Etikett tragen. Ein Originaletikett ist in ZORN (2015: 149, Text-Fig. 3) abgebildet. Das Material stammt fast ausschließlich aus dem Jahr 1850. Es ist belegt, das Simony im August 1850 neun Kisten mit „Gebirgsarten und Petrefacten aus der Umgebung von Hallstatt und dem Gosauthale“, die er im Mai aufgesammelt hatte, an die Reichsanstalt einsendete, sowie im Oktober vier und im November neun Kisten.
[FOETTERLE, 1850a, b; HAUER, 1851b; KLEMUN, 1992; LEHR, 1996; ZORN, 2015]

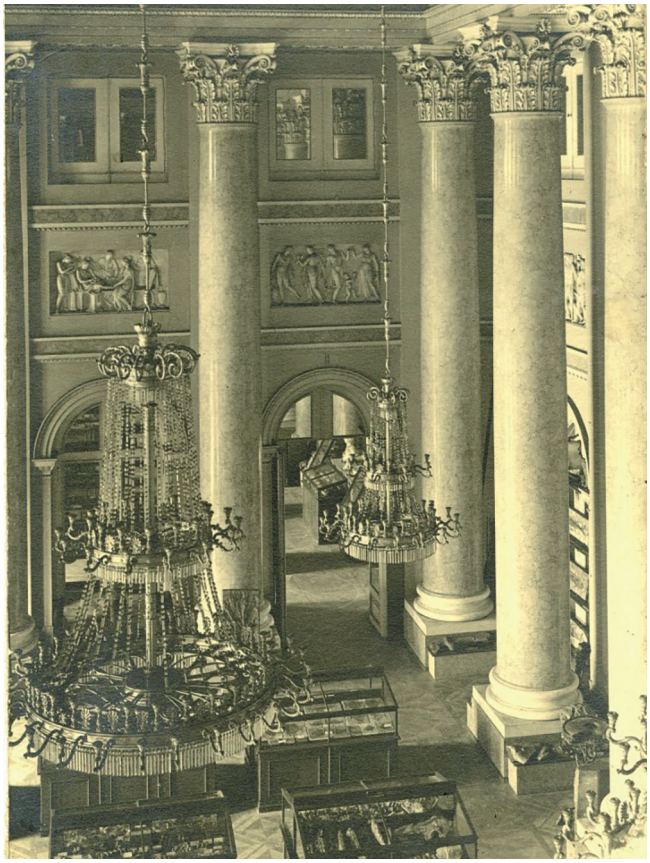
Spi(e)ske, Karl (Lebensdaten nicht eruierbar), 1842 Bergwesens-Praktikant in Eibiswald (Steiermark), 1843 k. k. Schürfungskommissär in Graz, 1857 vom provisorischen Werksverwalter beim Bergamte in Fohnsdorf zum provisorischen Bergverwalter befördert. [GROSS & MARTIN, 2008; KRAUS, 1846; N.N., 1857; SCHREINER, 1843] 1 Zähleinheit.

Spornraf(f)t, Joseph (Lebensdaten nicht eruierbar), 1846 Bergpraktikant in der k. k. Central-Bergbau-Direktion, später k. k. Rechnungsführer und Protokollist des provisorischen Bergamtes zu Steierdorf (Anina, Banat, Rumänien), 1852 zum k. k. Ministerial-Concepts-Adjuncten im k. k. Ministerium für Landescultur und Bergwesen ernannt.
[FOETTERLE et al., 1856; KRAUS, 1846; N.N., 1852c] 2 Zähleinheiten.

Streiflichter über die Sammlungen des „Montanistischen Museums“ im Palais Rasumofsky (1851–2004)

Nach der Übersiedlung des Materials aus dem „Montanistischen Museum“ in den gemieteten, größeren und schöneren Teil des Palais Rasumofsky (Abb. 27) im Jahr 1851 berichtet HAUER (1851a: 572–573) und einige Jahre später SENONER (1862: 17–18) rückblickend, dass die Aufstellung der Sammlungen im Palais und ihre einzelnen Bezeichnungen nach dem ersten Plan von Wilhelm von Haidinger angelegt, gleichblieben. Zehn Ausstellungssäle befanden sich im Erdgeschoß und vier im ersten Stock.

SENONER (1862: 19–34) beschreibt ausführlich, dass in der Vorhalle des Palais und im Stiegenhaus riesige versteinerte Stämme von Araukarien aus dem Karbon von Radowenz (Radvanice, Tschechische Republik) standen, von denen heute nur mehr kleinere Stücke vorhanden sind. Im Kaisersaal (= Festsaal, Abb. 28) war das Skelett eines fossilen Riesenhirsches von Killowen aus Irland, aus dem Besitz des Grafen von Breunner aufgestellt, das sich nicht mehr in der GBA befindet. Weiters werden die „Brauneisensteine in Holzgestalt aus der Marmaros“ erwähnt und die fossilen Karbonfloren von Stradonitz (Stradonice), Wranowitz (Vranovice) und Swina (Svinna, Radnice) aus der Tschechischen Republik. Es waren auch ein großes, heute nicht mehr vorhandenes Exemplar von *Lepidodendron sternbergi* aus Böhmen, ein Gipsmodell von *Dinotherium giganteum* und in Kaminen liegende Pflanzenfossilien und Minerale sowie

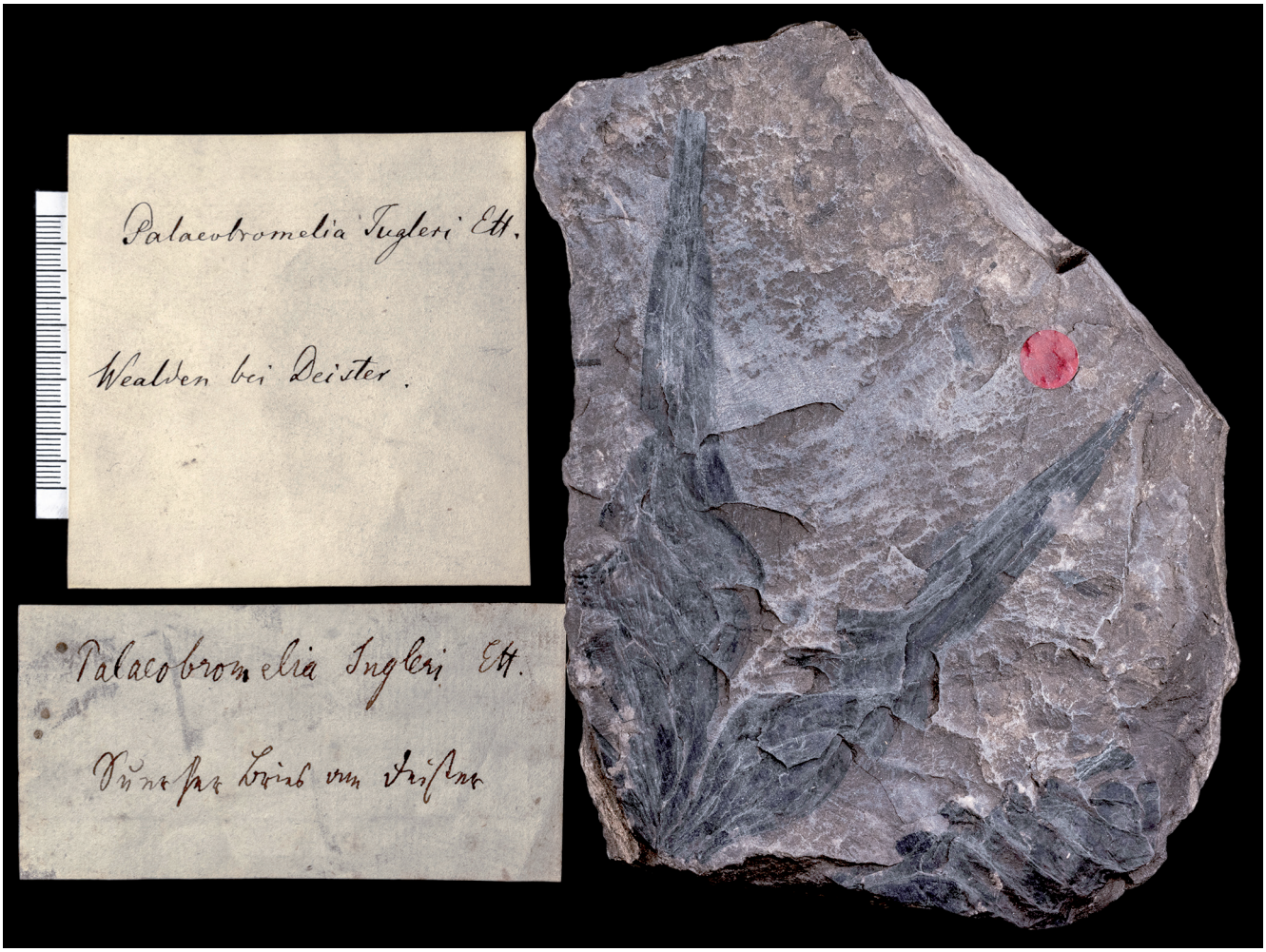


◄ Abb. 28.
Museumsaufstellung 1933 im Kaisersaal (= Festsaal) im Palais Rasumofsky, mit Vitrinenkästen aus dem „Montanistischen Museum“ (Foto: H.V. Graber, 1933, Bibliothek GBA, Graphische Sammlung, Signatur G 216-III).

zahlreiche Skelette, Schädel, Knochen und Stoßzähne verschiedener Säugetiere und Gipsabgüsse weiterer Wirbeltiere ausgestellt.

Hervorzuheben sind die zahlreich vorhandenen Fische von Monte Bolca (Italien), die von Freiherrn Achille de Zigno (1813–1892) aus Padua geschenkt wurden, sowie jene von Seefeld (Tirol, Österreich) und Radoboj (Kroatien). Die großen Hallstätter Cephalopoden von Bergmeister Ramsauer, von denen berichtet wird, werden auch heute noch von Zeit zu Zeit im Foyer der Geologischen Bundesanstalt präsentiert. Die drei erwähnten Palmwedel von Monte Bolca sind ebenfalls noch existent. Eine Besonderheit in der Sammlung der GBA stellt die zuerst als Pflanze interpretierte „*Palaeobromelia jugleri*“ (Abb. 29) dar, die in moderner Zeit als Ansammlung von spiraligen Eikapseln („Spirangium“) bei haiähnlichen Knorpelfischen (Elasmobranchia, Hybodontiformes) erkannt wurde (Fischer & Reich, 2013) und mittlerweile *Palaeoxyris* Brongniart, 1828 genannt wird.

Abb. 29.
Palaeoxyris jugleri (Ettingshausen, 1852), Chondrichthyes, Syntypus; Deister, Niedersachsen, Deutschland; Unterkreide, Berriasium, Deister-Formation; Geschenk von Oberbergrath Friedrich Ludwig Christian Jugler (1792–1871) aus Hannover; Inv. Nr. GBA 1852/009/0001 (Foto: Robert Krickl). ▼



Im „Wienerbecken-Saal“ sah man die miozänen Mollusken von Moriz Hörnes und die Foraminiferen von Joseph Ritter von Hauer, die Alcide d’Orbigny beschrieben hat. Weiters zu nennen sind die oligozänen Floren von Sotzka (Socka) und Sagor (Zagorje ob Savi) in Slowenien, sowie die rumänischen Ammoniten von Swinitza (Sviniţa), die Insekten von Radoboj, die von Heer (1850) bearbeitet wurden, sowie die Fossilien aus dem oberjurassischen Strambergkalk (Tschechische Republik) (Senoner, 1862: 37–42).

Adolph Senoner gibt in Haidinger (1860: 133) für die Schausammlung 34.150 katalogisierte und 118.900 geschätzte nicht katalogisierte Zähleinheiten an. Die Anzahl der Fossilien kann dabei nicht genau herausgelesen werden. Die „Local-Floren und -Faunen“ mit den paläontologischen Großobjekten umfassen 4.198 Exemplare, in der Systematischen Petrefactensammlung waren 7.980 tierische Reste und 1.000 Pflanzenreste, zusammen also 13.178 Zähleinheiten. In der Geographisch-geologischen Sammlung und in den Reviersuiten, sowie in der Russeggerschen Sammlung, waren ebenfalls Fossilien vertreten. Hinrichs (1872: 12) berichtet, dass im Jahr 1868 40.000 Exemplare tierischer Fossilien und 12.000 Exemplare pflanzlicher Fossilien vorhanden gewesen sein sollen.

Hier möge angemerkt werden, dass neben Mineralen auch Fossilien von Wirbel- bzw. Säugetieren aus der Geologischen Bundesanstalt in den 1950er Jahren unter der Direktion Heinrich Küpper (1950–1969) als Ballast eingestuft und dem Naturhistorischen Museum übergeben wurden (Stojaspal, 1999: 207; mündliche Mitteilung von Stojaspal Ende 1990er Jahre). In Pia & Sickenberg (1934) ist zumindest ein etwas älterer Bestand der Säugetiere aus der GBA zu 22 Familien aufgelistet. Aus der Zeit des „Montanistischen Museums“ liegen wenige erkennbare Belege von pleistozänen und neogenen Säugetierresten in der heutigen Sammlung vor. Vorhanden sind aus dem Pleistozän unter anderem zwei Höhlenbärenzähne, die von Gregor Graf Rasumofsky im Raum Baden bei Wien (Rauchstallbrunngraben) gesammelt wurden, zwei Hirschzähne aus Hronec bei Brezno (Slowakische Republik), Reste von Mammutzähnen aus Heiligenstadt und Lerchenfeld (Wien), von Hermanecz (Slowakische Republik) sowie ein Mammutschulterblatt aus Paszczyna (Polen) von 1839. An Skelettelementen von Mastodonten ist ein Teil einer Ulna (Elle) aus Czudec (Jasło, Polen) mit der Angabe der Jahreszahl 1841 sowie eine vordere linke Tibia (Schienbein) von Swinicza (Svinica, Slowakische Republik) aus dem Jahr 1845 in der Sammlung.

Als weiteres Material von Wirbeltieren sind die Topotypen von *Psephophorus polygonus* Meyer, 1847 (Schildkröte), aber auch die miozänen Fischzähne zu nennen, die Joseph von Hauer in Neudorf an der March (Devínska Nová Ves) aufgesammelt hat (Abb. 30) und die von Graf von Münster (1776–1844) in den Jahren 1842 und 1846 beschrieben wurden. Zahlreiche Fischfossilien aus verschiedenen Ländern wären noch zu nennen.

Abb. 30.
Zähne von *Phyllodus umbonatus* Münster, 1846, Osteichthyes; Neudorf [an der March = Devínska Nová Ves], Slowakische Republik; Miozän, Badenium; mit Beschriftungsstreifen aus dem „Montanistischen Museum“, ursprünglich aufgeklebt auf einem Holzstab mit dreieckigem Querschnitt; Inv. Nr. GBA 2007/095/0048 (Foto: Robert Krickl).

Ab 1975 wird Franz Stojaspal (1946–2012) Abteilungs- und Sammlungsleiter im Palais Rasumofsky (Zorn, 2012: 7). Spätestens ab den 1990er Jahren konzentriert er während seiner ausgiebigen Sortierarbeiten Objekte (Fossilien, Minerale, Gesteine) mit den Normetiketten des „Montanistischen Museums“ in einem Kellerraum, dem sogenannten „Reidl-Zimmer“ (nach dem dort während des Zweiten Weltkrieges arbeitenden Geologen und Sammlungsleiter Gottfried Reidl (1912–1945)), der eine Nummerierung der Fossilien von 1 bis 7.279 begann und vorliegende Etiketten überstempelte (Abb. 31). In Zorn et al. (2005, 2007) wird eine kurze Zusammenfassung über die Menge des Materials, die „Highlights“ und den Werdegang der Sammlung des „Montanistischen Museums“ gegeben. Stojaspal (1999) publiziert ausführlich über Hergänge in verschiedenen Zeiten der Sammlungen. Exel & Stojaspal (1995) befassen sich auch mit dem Thema hinsichtlich der Kriegsjahre 1944/1945. Es sollen damals 150.000 Sammlungsstücke vorgelegen haben, darunter reichhaltiges Typenmaterial.

Aufstellung, Beschriftung und Identifizierung des Materials im Haus Neulinggasse 38 (2005 bis heute)

Das Fossil- und Gesteinsmaterial mit Normetiketten, die der Zeit des „Montanistischen Museums“ zuzuordnen sind, befindet sich heute in 117 Laden einer Rollregalanlage in der Ebene der Paläozoologischen Sammlung der Geologischen Bundesanstalt. Die Minerale sind in einem kühleren Kellerraum untergebracht. Ob und wieviel Normetiketten zu Mineralen in diesem Bestand vorhanden sind, wurde noch nicht eruiert. Gesteine lagern in 75, Fossilien in 42 Laden. Insgesamt sind bisher rund 560 Zähleinheiten von Fossilien, das heißt Schachteln mit einem bis mehreren Exemplaren mit den Normetiketten des „Montanistischen Museums“ verifiziert worden. Weitaus mehr Zähleinheiten ergeben sich, wenn Objekte mit typischen Nummern (siehe Kapitel „Chronologische Ereignisse ...“) zusätzlich herangezogen werden.

Die Fossilien des „Montanistischen Museums“ werden am heutigen Standort möglichst in sogenannten „Goldrandschachteln“ aufbewahrt, die mit schwarzem Glanzpapier ausgelegt und goldfarben gerändelt sind (Fitz, 1993: 2). Laut Fitz ist es möglich, dass sie hauptsächlich „*aus den Jahren nach 1921 stammen*“. Ein Beispiel ist in Zorn & Hofmann (2017: 226, Abb. 2) abgebildet. Viele Goldrandschachteln (Abb. 32) werden auch in dem Teil der heutigen „Typen-Sammlung“ verwendet, die publiziertes Material aus dem 19. und 20. Jahrhundert beherbergt. Dies geschieht also nicht aus Authentizitätsgründen, sondern wegen ihrer Attraktivität.

Die zuoberst liegenden Etiketten mit dem schwarzen Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ sind aus dickem robustem Papier bzw. dünner Pappe. In der Literatur sind verschiedene davon wiedergegeben worden, wie in Fitz (1993: 11, Abb. 15, allerdings Etikett für Gesteine ohne Geberangabe), Zorn et al. (2007: 172, Abb. 7 beschrif-

Abb. 31.
Blatt der Pflanze *Liquidambar europaeum* Braun, 1836, Belegmaterial zu Unger (1848: 36); Parschlug, Steiermark, Österreich; Miozän, Karpatium bis Badenium. Fossiles Exemplar mit dünnem aufgeklebtem Etikettstreifen mit der Nr. 50 mit Etikett aus der Zeit der „Geologischen Landesanstalt“, wurde in der Zeit des Zweiten Weltkrieges von Gottfried Reidl mit der Nr. 5809 beschriftet und mit dem Stempel „Sammlungen der Reichsstelle für Bodenforschung in Wien“ versehen; Inv. Nr. GBA 1848/001/0050 (Foto: Robert Krickl).

Abb. 32.
Biedermeierfläschchen in einer Goldrandschachtel mit zerbrochenem Kieferapparat eines Seeigels (*Cidarites coronatus* GOLDFUSS), Nr. 44, Normetikett „k. k. montanistisches Museum“ beschriftet mit „V. Ser Excell. R. v. Hauer“ (Joseph von Hauer), Voretikett mit vermuteter Originalhandschrift; Nussdorf, Wien; Miozän, Badenium, Baden-Formation; Inv. Nr. GBA 2017/039/0013 (Foto: Robert Krickl).

tet mit „Heidelberger Comptoir“) und STEININGER et al. (2018: 20, Abb. 12; 2019: 7 beschriftet mit „Von Sr Excellenz R. v. Hauer“ = Joseph von Hauer). In einer gelungenen Zusammenstellung von Sammlungsetiketten aus den verschiedenen Epochen der heutigen GBA sind in STOJASPAL (1999: 211) auch zwei Etiketten des „Montanistischen Museums“ (links oben „Von Ser Excellenz R. v. Hauer“ und Mitte oben „Heidelberger Comptoir“) abgedruckt.

Die Angaben von Gattungen, Arten, Fundorten etc. auf den Normetiketten „k. k. montanistisches Museum“ sind nicht von Haidinger selbst beschriftet worden und manchmal sind durch Abschreiben der Voretiketten Verschreiber, vor allem in den Literaturangaben, anzutreffen. Möglicherweise hat der von Haidinger erwähnte „Cabinets-Diener“ Joseph Richter für ihn diese Arbeiten erledigt, da von Haidinger angegeben wird, dass er bis 1843 mit ihm allein die Arbeiten in der Sammlung durchgeführt hat (HAIDINGER, 1851a: 149; 1863b: 69; 1869: 15; SVOJTKA & HOFMANN, 2010: 62–66). CERNAJSEK (1996: 7; 1999: 64) erwähnt, dass auch einige Münzarbeiter mithalfen. Ob das Beschriftungs- oder Einräumarbeiten galt, ist unbekannt. Auch betätigte sich Richter als Bote zwischen Haidinger und Hauer.

Meistens liegen handschriftliche Voretiketten aus dünnerem Papier vor, die aber oft nicht eindeutig einer bestimmten Person zuzuordnen sind und werden häufig von den Findern bzw. Verkäufern herrühren. Auch diese sind vorrangig in gutem Zustand. Eine mühselige und sehr wahrscheinlich aussichtslose Recherche zu den meisten Handschriften der Finder hätte den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt. Wie schon erwähnt, konnte die Handschrift des Joseph von Hauer anhand der Voretiketten unterhalb der Normetiketten mit der Aufschrift „k. k. montanistisches Museum“, die mit „Seine Excellenz Ritter Joseph von Hauer“ beschriftet sind, erkannt werden. Auch die Handschrift seines Sohnes Franz von Hauer ist durch Vergleiche mit Briefen und Etiketten identifizierbar. Bekannt sind weiters die Handschriften von August Emanuel Reuss (ZORN, 2015: 149, Text.-Fig. 2; HYZNY & ZORN, 2016: Taf. 1, Figs. 1f, 3c; Taf. 2, Figs. 3d, 5c), Joachim Barrande (Abb. 8) und Friedrich Simony (ZORN, 2015: 149, Text.-Fig. 3).

In leicht unterschiedlich großen mundgeblasenen Biedermeierfläschchen (Abb. 32) mit meistens ca. 3 cm Höhe und 1,2 cm Durchmesser werden sehr kleine oder Teile von größeren Fossilien innerhalb der Goldrandschach-

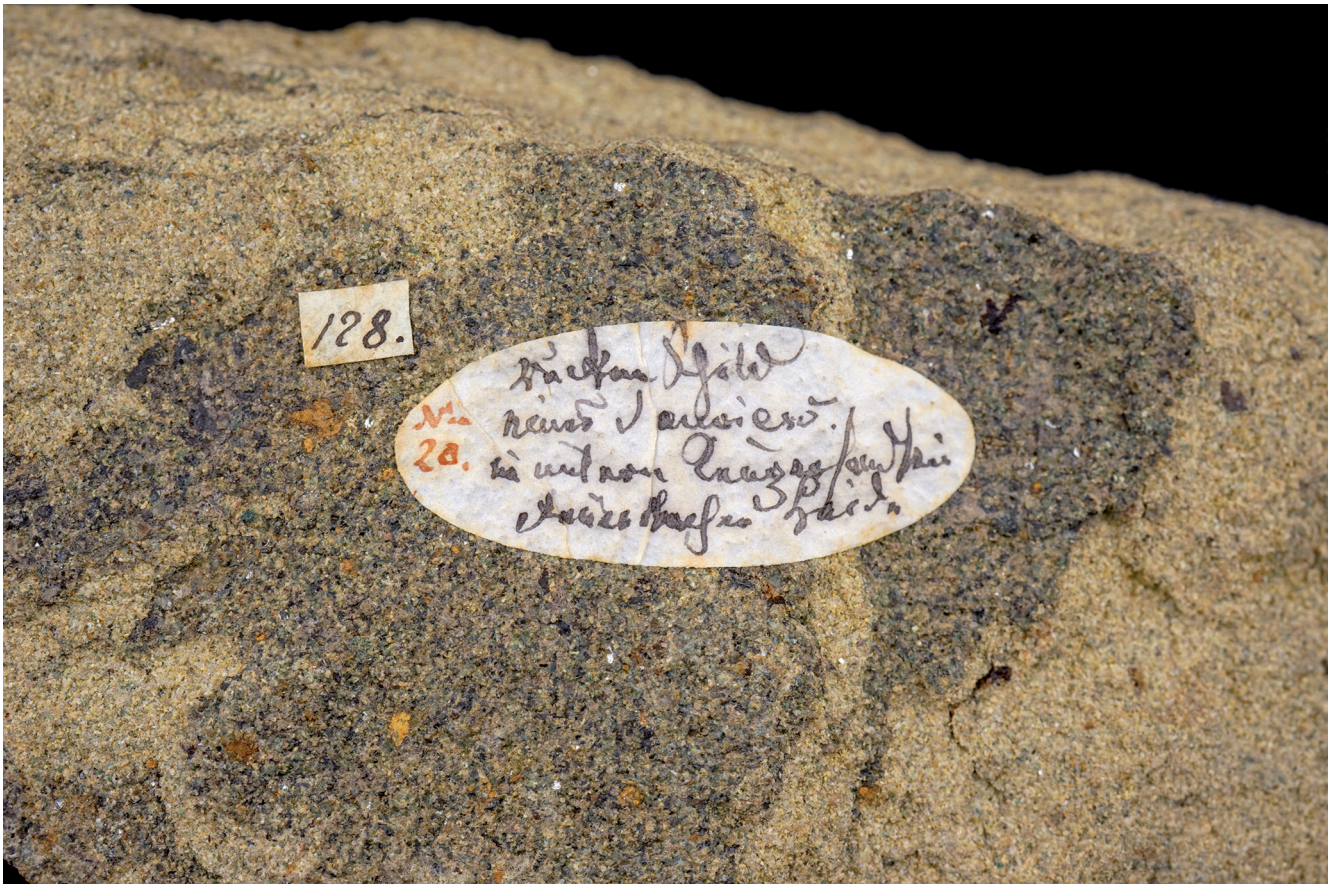


Abb. 33.
Ovales Etikett (mehr als doppelt vergrößert) auf der Rückseite des Amphibienrestes von Bergrath Hehl mit seiner Handschrift (Hehl-Nr. 28), das in Abbildung 13 wiedergegeben ist; Inv. Nr. GBA 2019/012/0004 (Foto: Robert Krickl).

teln aufbewahrt. Diese enthalten kleine Gastropoda, Bivalvia, Polychaeta, Brachiopoda, Anthozoa, Foraminiferida, Bryozoa, Crinoidea, Echinoidea, Cephalopoda etc. Mindestens 23 Biedermeierfläschchen sind in Schachteln mit Normetiketten im Rahmen der Laden zu den Fossilien des „Montanistischen Museums“ verwahrt. Einige der größeren Exemplare sind in modernen einfachen Kartonschachteln untergebracht. Es kommt ein Objekt vor, ein Belemnit, der von alters her auf einem Holzbrett angebracht wurde. In den weiteren Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt sind ebenfalls Biedermeierfläschchen erhalten, jedoch ohne Etiketten mit Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“. Möglicherweise gingen die Normetiketten verloren und nur die Voretiketten blieben erhalten oder die Biedermeierfläschchen wurden, weil sie praktisch waren, in der nachfolgenden Zeit der k. k. Geologischen Reichsanstalt anderweitig verwendet. In Papp et al. (1977: 72, 74, 75) sind die Biedermeierfläschchen des Foraminiferenmaterials von d’Orbigny aus dem Jahr 1846 abgebildet, sowie die Handschrift (in Schönschrift) von Franz von Hauer. Es wird vermutet, dass nach der Übersiedlung der Sammlung in das Palais Rasumofsky die Normetiketten des „Montanistischen Museums“ zum Großteil vernichtet und durch GRA-Etiketten ersetzt wurden. Siehe dazu auch den Hinweis von Svojtka (2007: 180), der eine ähnliche Vorgangsweise bei der Universität Wien annimmt.

Zur Identifizierung der Zugehörigkeit des Materials zum „Montanistischen Museum“ wurden neben den Objekten mit Normetiketten auch Stücke herangezogen, die ein oder zwei kleine Etiketten mit Nummern aufgeklebt haben, da dies bei diesem Bestand sehr häufig vorliegt und offensichtlich Usus war (Kapitel „Chronologische Ereignisse ... “). Die kleinsten Etiketten mit Nummern messen ca. 5 x 6 mm und wurden in Haidinger (1848c: 97) erwähnt. Etwas größere Etiketten sind rautenförmig mit hellblauem Rand und messen etwa 17 mm in der längsten Diagonale. Sie werden dem „Heidelberger Mineralien-Comptoir“ zugeschrieben. Dessen handschriftliche Voretiketten sind meistens aus bläulichem Papier. Belege, dass Materialien vom „Heidelberger Mineralien-Comptoir“ gekauft wurden, sind existent (Haidinger, 1843: 6, siehe oben). Jedoch sind sehr viel mehr Fossilien in der Sammlung der GBA, die aufgrund ihrer Voretiketten und den Angaben der Lokalitäten vorsichtig als zu diesem Bestand zugehörig erachtet werden können. Sie sind in der im nächsten Kapitel folgenden Übersichtstabelle (Tab. 1) auch aufgenommen worden.

Aus dem Jahr 1847 stammt eine Zusendung der Firma Krantz in Berlin an das „Montanistische Museum“ mit Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg, wie Rudolf Kner (1810–1869) im Jahr 1847 berichtet (Kner, 1847: 883). Haidinger (1848c: 91) selbst erwähnt eine Zusendung von Krantz, allerdings ohne Details. Etiketten von der Firma „F. Krantz“ liegen zahlreich in der GBA vor, sind aber aus etwas späterer Zeit, da als Ort „Bonn“ angegeben wird. Dort begann Adam August Krantz 1850 sein zweites Geschäft.

Die von Bergrath Johann Hehl aus Stuttgart geschenkten Fossilien tragen ein ovales, meistens 3,4 cm breites und

1,3 cm hohes oder auch etwas größeres an das Objekt geklebte Etikett mit seiner Handschrift, das seinen Familiennamen, den lateinischen Fossilnamen, den Fundort und eine von ihm vergebene Nummer beinhaltet (Abb. 33). Folgende Hehl-Nummern sind in der Sammlung vertreten: 11, 13, 15, 18, 20, 24, 25, 27, 28, 31, 32, 34, 37, 42, 46, 2 x 47, 48, 49, 53, 55, 57, 65, 68, 69, 70, 75 (oder 45), 77, 82, 83, 88, 89, 91, 93, 115. Wie schon oben erwähnt, leitete Joseph Russegger Fossilien von Johann Hehl an das „Montanistische Museum" weiter (HAIDINGER, 1848c: 89). In der Literatur ist in MOSER & SCHOCH (2007: 1258, Text-Fig. 9B) ein Hehl-Etikett abgebildet.

Überblick zu publizierten Fossilien aus der Zeit des „Montanistischen Museums" im Bestand der Geologischen Bundesanstalt

Der folgende Überblick enthält die wichtigste Originalliteratur sowie die bisher eruierten Wiederveröffentlichungen zu den Fossilien im Bestand der jetzigen Geologischen Bundesanstalt, die erkennbar in der Zeit von 1839 bis 1851, von der Gründung der Mineraliensammlung im Münz- und Bergwesen bis zur Übersiedlung in das ehemalige Palais Rasumofsky, publiziert wurden. Es wird allerdings kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben. Die in diesem Kapitel angeführte Literatur zu publizierten Fossilien ist gelegentlich doppelt angelegt, da sie als zitierte Literatur im Literaturverzeichnis am Ende des Artikels eigens angegeben wird. Zahlreiche paläontologische Typen, Abbildungsoriginale und Belegmaterial liegen den Arbeiten zugrunde. Die ältesten Publikationen stammen von Wilhelm Haidinger aus den Jahren 1839 und 1841. Das phytopaläontologische Material von Putschirn bei Eger (Počerny bei Cheb, Tschechische Republik) aus dem Oberoligozän (Egerium) ist Belegmaterial zu HAIDINGER (1839) und wurde zum Teil durch die Publikation von UNGER (1847: 101) zu Typusmaterial. Auf einigen Etiketten der k. k. Geologischen Reichsanstalt sind als Aufsammler die „Gebrüder Haidinger" genannt, siehe dazu HINRICHS (1872: 6). Am Rande kann erwähnt werden, dass GROSS (1999: 13) berichtet, dass sich ein Exemplar in der Sammlung des Joanneums in Graz befindet, das von Wilhelm von Haidinger an Franz Unger weitergegeben wurde. Dass verirrtes oder verschenktes Material über die Zeiten auch in andere Sammlungen wandert, ist naturgemäß in allen Perioden zu erwarten.

Das im Folgenden dokumentierte Fossilmaterial aus Publikationen der Zeit des „Montanistischen Museums" ist nicht immer bis heute komplett erhalten geblieben, sei es durch äußere Umstände, wie Bombenschäden im Zweiten Weltkrieg (Herbst 1944/Frühjahr 1945), die das Palais Rasumofsky (damals Geologische Staatsanstalt) mit seinen Sammlungen und Archiven über sich hat ergehen lassen müssen (EXEL & STOJASPAL, 1995: 17–18; GÖTZINGER, 1946, 1947; LA SPERANZA, 2019: 113–142; LANGER, 1947: 20–21, 1948: 26–29, 1950: 22–23; WALDMANN, 1946: 46–47; WIESBÖCK, 1950–1951: 23–25) und damit einhergehend Plünderungen, dann Auslagerungen der Bestände nach Wilhering bei Linz und in der Folge nach Kremsmünster (HOFMANN & DRAXLER, 2017: 6). Später gab es Zeitabschnitte, wie die Nachkriegszeit, in denen die Sammlungen stark vernachlässigt wurden. Der Historiker Günther Hamann (1924–1994) spricht aus eigenen Anschauungen in seiner Jugend von einem „*völlig verkommenen geologisch-paläontologisch-mineralogisch-petrographischen Museum*" (HAMANN, 1985: 13; GEYER, 1924: 36). Auch Übersiedlungen und damit verbunden angeordnetes Ausscheiden von „überflüssigem" Material in jüngerer Zeit oder Zerfall von in feuchten Kellern gelagerten pyritisierten Fossilien, nicht zurückgegebene bzw. unerlaubterweise weitergegebene Entlehnungen in älterer Zeit sowie Diebstähle während Bauarbeiten (EXEL & STOJASPAL, 1995: 19) haben Löcher in den wertvollen Bestand gerissen. Selbst Etiketten haben schon manches Mal, auch in kurzer Vergangenheit, durch Feuchtigkeit leiden müssen oder wurden von Mäusen angefressen.

In der nachfolgenden Literaturliste sind jene Publikationen ab 1839 zusammengestellt, zu denen Fossilmaterial aus der Zeit des „Montanistischen Museums" bis zum heutigen Tag in den Sammlungen der GBA erhalten geblieben ist. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass durch weitere kontinuierliche Recherchen in den ausgedehnten Sammlungen in Zukunft Belegstücke zu weiteren Publikationen erkannt werden. Zu erwarten sind erfahrungsgemäß zukünftige Revisionen und bei Syntypen die Möglichkeit der Auswahl eines Lectotypus, verbunden mit weiteren Wiederveröffentlichungen.

BARRANDE, J. (1847): Ueber die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 357–475, Wien.

BARRANDE, J. (1848): Ueber die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **2**, 153–256, Wien.

CŽJŽEK, J. (1848): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Foraminiferen des Wiener Beckens. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **2**, 137–150, Wien.

CŽJŽEK, J. (1850): Ueber die *Congeria Partschii*. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **3**, 129–132, Wien.

CŽJŽEK, J. (1851): Fossilien bei Mauer [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **7**, 111, Wien.

CŽJŽEK, J. (1851): Kohlenablagerungen bei Zillingdorf und Neufeld. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichanstalt, **2**/4, 47–51, Wien.

DELFINO, M., SCHEYER, T.M., CHESI, F., FLETSCHER, T., GEMEL, R., MACDONALD, S., RABI, M. & SALISBURY, S.W. (2013): Gross morphology and microstructure of type locality ossicles of *Psephophorus polygonus* MEYER, 1847 (Testudines, Dermochelyidae). – Geological Magazine, **150**/5 767–782, London.

DLUSSKY, G.M. & PUTYATINA, T.S. (2014): Early Miocene ants (Hymenoptera, Formicidae) from Radoboj, Croatia. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **272**/3, 237–285, Stuttgart.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1850): Fossile Pflanzen von Baireuth. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 53, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1850): Fossile Pflanzen aus der Gegend von Sotzka in Untersteiermark [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 175, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Die Tertiär-Floren der österreichischen Monarchie. – I. Fossile Flora von Wien. – Abhandlungen der k. k. Geololgischen Reichsanstalt, **2**/3, 1–36, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Notiz über die fossile Flora von Wien. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**/4, 39–46, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Die fossile Flora der nächsten Umgebung von Bilin und Teplitz [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 154–155, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Beiträge zur Flora der Vorwelt. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **4**/1, 65–100, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Die Proteaceen der Vorwelt. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **7**/1, 711–745, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1851): Die Tertiär-Floren der österreichischen Monarchie. I. Fossile Flora von Wien. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**/3, 1–36, Wien.

ETTINGSHAUSEN, C. v. (1852): Ueber *Palaeobromelia*, ein neues fossiles Pflanzengeschlecht. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**/3, 1–10, Wien.

FAVRE, E. (1869): Description des Mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg en Galicie. – XII + 187 S., Genève & Bale (H. Georg).

FERSTL, J. (1847): Suite von fossilen Pflanzen aus der Gegend von Grossau [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 335–336, Wien.

FISCHER, J. & REICH, M. (2013): On the Early Cretaceous chondrichthyan egg capsule *Palaeoxyris jugleri* (VON ETTINGSHAUSEN) also known as *Spirangium*. – In: SCHWARZ, C. & KRIWET, J.: 6th International Meeting on Mesozoic Fishes, August 4th–10th 2013, 24, Vienna.

FREYER, H. (1850): Untersuchungen über Foraminiferen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 9–10, Wien.

FRIEDENFELS, E. (1848): Eine von Hrn. Joh. Ludwig Neugeboren verfasste Uebersicht, der bis jetzt bei dem Dorfe Portsesd am Altflusse unweit Talmats aufgefundenen vorweltlichen Fischzähne [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 260–262, Wien.

GEBHARDT, H. (2010): Foraminiferal Holotypes, Lectotypes, and Syntypes Stored in the Paleontological Collection of the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **150**, 245–262, Wien.

HABLY, L. (2010): The early Oligocene Flora of Santa Giustina (Liguria, Italy) – revision and comparison with the Flora of the Tard Clay Formation. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **116**/3, 405–420, Milano.

HABLY, L. & KVACEK, Z. (2008): Nomenclatural types and taxonomy of UNGER'S (1850) and ETTINGSHAUSEN'S (1853) fossil leaves recognized as new *Sloanea* records in the European Paleogene. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **249**/2, 139–142, Stuttgart.

HAIDINGER, W. (1839): Uiber [sic!] das Vorkommen von Pflanzenresten in den Braunkohlen- und Sandstein-Gebilden des Elbogner Kreises in Böhmen, nebst einigen damit zusammenhängenden Bemerkungen. – Abhandlungen der königlichen böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, **1839**, 1–12, Prag.

HAIDINGER, W. (1841): Über eine neue Art von vorweltlichen Thier-Fährten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefacten-Kunde, **1841**, 546–548, Stuttgart.

HAIDINGER, W. (1847): Coniferenfrüchte aus dem Salzbergwerke von Wieliczka in Galizien [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 81–82, Wien.

HAIDINGER, W. (1848): Thierfährten aus dem Wiener- oder Karpathensandsteine [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 284–288, Wien.

HAIDINGER, W. (1849): Über Bestimmungen, welche sich auf fossile Insecten von Radoboj beziehen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **5**, 86–88, Wien.

HAUER, F. v. (1846): Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung des Fürsten von Metternich: Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen. – IV + 47 S., Wien (Braumüller).

HAUER, F. v. (1846): Ueber die Cephalopoden des Muschelmarmors von Bleiberg in Kärnten. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 21–30, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Ein Fossil von Neuberg in Steiermark … *Hamites hampeanus* [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 75–77, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Abhandlung über die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens, die Hr. Dr. Aug. Em. Reuss, Brunnenarzt zu Bilin in Böhmen, eingesendet hatte [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 416–421, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Neue Cephalopoden aus dem rothen Marmor von Aussee. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 257–277, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Ueber die Fossilien von Korod in Siebenbürgen. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 349–355, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Versteinerungen aus den Marmorschichten der Umgebung von Hallstatt [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 59–62, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Mittheilung über die braunkohlenführenden Gebirgsschichten der Gegend von Guttaring und Althofen in Kärnthen. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 132–134, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Über das Vorkommen der Caprinen in den Gosaubildungen der oesterreichischen Alpen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 142–144, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Ueber das Vorkommen des bekannten Muschelgeschlechts *Monotis* in den österreichischen Alpen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 160–162, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Versteinerungen vor [sic!] aus der Gegend von Dienten, südwestlich von Werfen im Salzburgischen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 187–189, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Ueber einen neuen Fundort tertiärer Fischreste bei Porcsesd in Siebenbürgen. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **1**, 206–209, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Fossilien des Kalksteines bei Porcsesd [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 47–49, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Zähne und Knochenstücke von *Elephas primigenius*, die Hr. Russegger von Nussdorf an das k. k. montanistische Museum eingesendet hatte [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 302, Wien.

HAUER, F. v. (1847): Ueber die Kreidefossilien von Nagorzany bei Lemberg. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 433–440, Wien.

HAUER, F. v. (1848): Cephalopoden von Rossfeld. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 476–480, Wien.

HAUER, F. v. (1848): Fossile Thierreste, aus den Ordnungen der Mollusken, Radiaten und Polyparien, von Herrn Russegger aus Egypten und Syrien mitgebracht [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 308–313, Wien.

HAUER, F. v. (1848): Fossilien aus den Venetianischen Alpen. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 373–377, Wien.

HAUER, F. v. (1848): Neuaufgefundene Cephalopoden aus den rothen Marmoren von Hallstatt und Aussee [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 377–379, Wien.

HAUER, F. v. (1849): Ueber neue Cephalopoden aus den Marmorschichten von Hallstatt und Aussee. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **3**, 1–26, Wien.

HAUER, F. v. (1850): Ueber die vom Herrn Bergrath W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **2**, 109–126, Wien.

HAUER, F. v. (1858): Über die Cephalopoden der Gosauschichten. – Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich, **1**, 7–14, Wien–Olmüz (Eduard Hölzels Verlags-Expedition).

HAUER, F. v. (1870): *Psephophorus polygonus* aus dem Sandstein von Neudörfl. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 342, Wien.

HAUER, J. v. (1838): … eilungen [sic!] an Professor Bronn gerichtet: … Fossile Konchylien aus Nieder-Östreich [sic!] [fingierter Titel]. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1838**, 534–535, Stuttgart.

HAUER, J. v. & BRONN, H.G. (1837): Über das Vorkommen fossiler Thierreste im tertiären Becken von Wien, vom Hrn. Vicepräsidenten, Geh. Rath von Hauer in Wien; und angehängte Vergleichung derselben mit den Ueberresten anderer gleichzeitigen Ablagerungen, nebst Bemerkungen über das Maynzer-Becken. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1837**, 408–431, Stuttgart.

HAUER, J. v. & BRONN, H.G. (1837): Notizen über das Vorkommen der Tegel-Formation und ihrer Fossil-Reste in Siebenbürgen und Galizien, nach den von Herrn Vice-Präsidenten, Geh.-Rath von Hauer in Briefen und an organischen Resten erhaltenen Mittheilungen zusammengestellt von H.G. Bronn. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1837**, 653–664, Stuttgart.

HECKEL, J.J. (1841): Die fossilen Fische des Libanon. – In: RUSSEGGER, J.: Reisen in Europa, Asien und Afrika mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841, **2. Band**, 3. Theil, 336–346, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

HECKEL, J. (1847): Über die fossilen Fische des österreichischen Kaiserstaates. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 327–330, Wien.

HECKEL, J. (1849): Über eine neue Fischgattung, *Chirocentrites*, und die ersten Überreste eines Siluroiden aus der Vorwelt [fingierter Titel]. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **2**, 16–19, Wien.

HECKEL, J. (1849): Über einige bisher unbekannte Arten fossiler Fische aus der Gegend von Görz, aus Mähren und Galizien [fingierter Titel]. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **2**, 163–165, Wien.

HECKEL, J.J. (1849, Sonderdruck): Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fische Oesterreichs. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1**, 201–242, Wien.

HECKEL, J. (1850): Bericht über das Vorkommen fossiler Fische zu Seefeld in Tirol und Monte Bolca im Venetianischen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 696–701, Wien.

HEER, O. (1849): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. 2. Abtheilung: Heuschrecken, Florfliegen, Aderflügler, Schmetterllnge und Fliegen. – Neue Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, **11**, I–V, 1–264, Zürich.

HEER, O. (1853): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. Dritter Theil: Rhynchoten. – IV + 138 S., Leipzig (Verlag Wilhelm Engelmann).

HEER, O. (1867): Fossile Hymenopteren aus Oeningen und Radoboj. – Neue Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, **22**/4, 1–42, Zürich.

HERMAN, A.B. & KVACEK, J. (2010): Late Cretaceous Grünbach Flora of Austria. – 222 S., Wien (Verlag des Naturhistorischen Museums).

HOFMANN, E. (1933): Pflanzenreste aus dem Gebiete von Gleichenberg in Oststeiermark. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1933**, 101–108, Wien.

HÖRNES, M. (1848): Panzerfragmente eines Gürtelthieres *Psephophorus polygonus* HERM. v. MEYER [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 159–160, Wien.

HÖRNES, M. (1848): Tertiärversteinerungen von Ritzing [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 377–378, Wien.

HÖRNES, M. (1848): Tertiärversteinerungen aus der Gegend von Loibersdorf [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 393–394, Wien.

HÖRNES, M. (1848): Eine Anzahl von Säugethierresten von Bribir [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 83–86, Wien.

HYŽNÝ, M. & ZORN, I. (2016): A catalogue of the type and figured fossil decapod crustaceans in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 127–177, Wien.

HYŽNÝ, M. & ZORN, I. (2020): A Catalogue of the Fossil Decapod Crustaceans in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **74**, 105 p., Wien.

KARL, H.V., VALDISSERI, D. & TICHY, G. (2012): New material of the chelonian ichnotaxon *Emydhipus cameroi* FUENTES VIDARTE et al., 2003 from the Berriasian (Lowermost Cretaceous) of Northern Germany. – Studia Palaeontologica, **4**, 61–72, Salamanca.

KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1986): Lower Maastrichtian ammonites from Neuberg, Steiermark, Austria. – Beiträge zur Paläontologie Österreichs, **12**, 181–242, Wien.

KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1987): Lower Maastrichtian Ammonites from Nagoryany (Ukrainian SSR). – Beiträge zur Paläontologie Österreichs, **13**, 25–78, Wien.

KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1991): A note on the lectotype of *Ammonites galicianus* FAVRE, 1869. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A, **92**, 93–95, Wien.

KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (2003): Observations on the systematics, geographic and stratigraphic distribution and origin of *Diplomoceras cylindraceum* (DEFRANCE, 1816) (Cephalopoda: Ammonoidea). – Annals of the South African Museum, **110**, 171–198, Cape Town.

KLINGER, H.C. & KENNEDY, W.J. (2003): Cretaceous Faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite families Nostoceratidae HYATT, 1894, and Diplomoceratidae SPATH, 1926. – Annals of the South African Museum, **110**, 219–334, Cape Town.

KNER, R. (1848): Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **3**, 1–42, Wien.

KNER, R. (1848): Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und dessen Umgebung [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 254–256, Wien.

KOPEZKY, B. (1847): Johann v. Pettko's Säugethierkopf aus dem Süsswasserquarz von Hlinnik [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 170–173, Wien.

KOVAR-EDER, J., KVACEK, Z. & STRÖBITZER-HERMANN, M. (2004): The Miocene Flora of Parschlug (Styria, Austria) – Revision and Synthesis. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **105**A, 45–159, Wien.

KRUTTA, J. (1870): Petrefacten-Sammlung aus der böhmischen Silurformation. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 49–51, Wien.

KUMMEL, B. (1953): American Triassic Coiled Nautiloids. – U.S. Geological Survey Professional Paper, **250**, 1–104, Washington.

MAYR, G.L. (1867): Vorläufige Studien über die Radoboj-Formiciden in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **17**/1, 47–61, Wien.

MELLER, B. (2010): Type specimens of Ettingshausen's Tertiary Flora in the Surroundings of Vienna (1851) in the Collection of the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **150**/1–2, 101–122, Wien.

MEYER, H. v. (1847): Mittheilungen an Professor Bronn gerichtet. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1847**, 572–581, Stuttgart.

MOJSISOVICS, E. v. (1873): Das Gebirge um Hallstatt. Eine geologisch-paläontologische Studie aus den Alpen. 1. Teil. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**/1, 1. Lieferung, 1–82, Wien.

MOJSISOVICS, E. v. (1875): Das Gebirge um Hallstatt. Eine geologisch-paläontologische Studie aus den Alpen. 1. Teil. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**/1, 2. Lieferung, 83–174, Wien.

MOJSISOVICS, E. v. (1893): Das Gebirge um Hallstatt. Eine geologisch-paläontologische Studie aus den Alpen. 2. Teil. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**/2, 1–835, Wien.

MOJSISOVICS, E. v. (1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**/1 (Supplement-Band), 177–356, Wien.

MORLOT, A. v. (1847): Freyer, Foraminiferen von Krapina [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 157, Wien.

MORLOT, A. v. (1847): *Clypeaster conoideus* (GOLDFUSS) von Hr. Ehrlich in Mattsee gesammelt und dem k. k. montanistischen Museum eingeschickt [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 224–225, Wien.

MÜNSTER, G. v. (1842): Beschreibung einiger fossilen Fischzähne aus dem Tertiär-Becken von Wien. – Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **5**, 65–69, Bayreuth.

MÜNSTER, G. v. (1846): Ueber die in der Tertiär-Formation des Wiener Beckens vorkommenden Fisch-Ueberreste, mit Beschreibung einiger neuen merkwürdigen Arten. – Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **7**, 1–31, Bayreuth.

NOWAK, J. (1913): Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. III. Teil. – Bulletin international de l'Académie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles, Ser. B: Sciences Naturelles, **1913**, 335–415, Cracovie.

ORBIGNY, A. D' (1846): Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche), découverts par son Excellence le Chevalier Joseph de Hauer. – XXXVI + 312 S., Paris (Gide & Comp.).

PAPP, A. & KÜPPER, K. (1954): The genus *Heterostegina* in the Upper Tertiary of Europe. – Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, **5**/3, 108–127, Bridgewater.

PAPP, A. & SCHMID, M.E. (1978): *Stellarticulina* nov. gen. (Foraminifera, Miliolidae) aus dem Badenien des Wiener Beckens. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**/2, 55–62, Wien.

PAPP, A. & SCHMID, M.E. (1985): Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien: Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **37**, 1–311, Wien.

PAPP, A., RÖGL, F. & SCHMID, M. (1977): Zur Kenntnis des Originalmaterials HAUER-d'ORBIGNY 1846. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 69–77, Wien.

PENECKE, K. (1885): Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abtheilung I., **90**, 327–371, Wien.

PETTKO, J. v. (1848): Eine neue Art von dem höchst seltenen, in den Wiener öffentlichen Sammlungen noch nicht vorhandenen Geschlechte *Tubicaulis* [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 274–276, Wien.

PETTKO, J. v. (1850): *Tubicaulis* von Ilia bei Schemnitz. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **3**, 163–169, Wien.

PIA, J. & SICKENBERG, O. (1934): Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. – Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, **4**, XVI + 544 S., Leipzig–Wien.

PILLER, W. (1994): *Nullipora ramosissima* REUSS, 1847 – a rediscovery. – Beiträge zur Paläontologie, **19**, 181–189, Wien.

PILLER, W., DAXNER-HÖCK, G., DOMNING, D., FORKE, H., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., KOLLMANN, H., KOVAR-EDER, J., KRYSTYN, L., NAGEL, D., PERVESLER, P., RABEDER, G., ROETZEL, R., SANDERS, D. & SUMMESBERGER, H. (2000): Palaeontological Highlights of Austria. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V.: Aspects of Geology in Austria and Adjoining Areas: introduction, 7–14. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**/1999, 195–233, Wien.

POPPELACK, F. (1848): Verzeichnisse tertiärer Petrefakten von 24 Fundorten in der nördlichen Abtheilung des Wiener Beckens. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 13–19, Wien.

RAKUS, M. (1993): Late Triassic and Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**/4, 933–963, Wien.

REUSS, A.E. (1848): Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens: Ein monographischer Versuch. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **2**, 1–109, Wien.

REUSS, A.E. (1872): Die fossilen Korallen des österreichisch-ungarischen Miocäns. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 1. Abtheilung, **31**, 197–270, Wien.

SCHULTZ, O. (2013): Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien, **3**: Pisces. – XXXVIII + 576 S., Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

SEELEY, H.G. (1880): Note on *Psephophorus polygonus*, v. MEYER, a new Type of Chelonian Reptile allied to the Leathery Turtle. – The quarterly Journal of the Geological Society of London, **36**, 406–413, London.

SPEZZAFERRI, S., OLSSON, R.K. & HEMLEBEN, C. (2018): Taxonomy, Biostratigraphy, and Phylogeny of Oligocene to Lower Miocene *Globigerinoides* and *Trilobatus*. – Cushman Foundation Special Publication, **46**, 269–306, Lawrence.

STUR, D. (1873): Beiträge zur genaueren Deutung der Pflanzenreste aus dem Salzstocke von Wieliczka. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1873**, 6–10, Wien.

SUMMESBERGER, H. & ZORN, I. (2012): A Catalogue of the Type specimens of Late Cretaceous Cephalopods housed in the Collections of the Geological Survey of Austria in Vienna. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 101–144, Wien.

Swanson, D.R. (2016): Dead bugs do tell tales: Implications of a new fossil assasin bug (Heteroptera: Reduviidae) for the evolutionary history and systematics of an extant lineage. – VIII + 190 S., unpublished Thesis University of Illinois at Urbana-Champaign (Illinois).

Tatzreiter, F. & Zorn, I. (2013): The Cephalopods of the Hallstatt Limestone described in the Monographs by Edmund von Mojsisovics 1873, 1875 and 1902 stored in the Palaeontological Collection of the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 107–190, Wien.

Thiedig, F. & Wiedmann, J. (1976): Ammoniten und Alter der Höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **54**, 9–27, Hamburg.

Unger, F. (1847): Chloris protogaea. Beiträge zur Flora der Vorwelt. – CX + 149 S., Leipzig (Engelmann).

Unger, F. (1848): Die fossile Flora von Parschlug. – Steiermärkische Zeitschrift, Neue Folge, **9**/1, 3–39, Graz.

Unger, F. (1849): Vortragsbericht über *Potamogeton Morloti* Unger und andere Arten [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **5**/6, 51–53, Wien.

Unger, F. (1850): Genera et species plantarum fossilium. – XL + 626 S., Vindobonae (Braumüller).

Unger, F. (1850): Die Pflanzenreste im Salzstocke von Wieliczka. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1**, 311–322, Wien.

Unger, F. (1850): Die fossile Flora von Sotzka. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **2**, 131–197, Wien.

Unger, F. (1850): Blätterabdrücke aus dem Schwefelflötze von Swoszowice in Galicien. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **3**, 121–128, Wien.

Unger, F. (1850) Blattabdrücke aus den Mergeln des Schwefelwerkes zu Swoszowice in Galizien [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 83, Wien.

Unger, F. (1867): Kreidepflanzen aus Österreich. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abtheilung 1, **55**, 642–654, Wien.

Urlichs, M. (1994): *Trachyceras* Laube 1869 (Cephalopoda) aus dem Unterkarn der Dolomiten (Italien). – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B, **217**, 1–55, Stuttgart.

Westphal, F. (1975): Bauprinzipien im Panzer der Placodonten (Reptilia triadica). – Paläontologische Zeitschrift, **4**/1–2, 97–125, Stuttgart.

Wiedmann, J. (1970): Über den Ursprung der Neoammonoideen – Das Problem einer Typogenese. – Eclogae Geologica Helvetiae, **63**/3, 923–1020, Basel.

Zablocki, J. (1928): Tertiäre Flora des Salzlagers von Wieliczka. Erster Teil. – Acta Societatis Botanicorum Poloniae, **5**/2, 174–208, Wrocław.

Zorn, I. & Hofmann, T. (2017): Das Salzkammergut im Spiegel der Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt. – In: Wimmer-Frey, I., Römer, A. & Janda, C.: Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 225–227, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Übersichtsliste der als Bestand des „Montanistischen Museums" erkennbaren Fossilgruppen und deren Fundstellen anhand von typischen Etiketten, Nummerierungen und Jahresangaben

Mehr als 400 Fundorte von aufgesammelten Fossilien aus der Zeit des „Montanistischen Museums", vor allem aus den Gebieten des ehemaligen Kaisertums, aber auch anderen europäischen und außereuropäischen Gebieten, konnten eindeutig in den Sammlungen der GBA eruiert werden (Tab. 1). Das erhaltene Fossilmaterial mit den Normetiketten des „Montanistischen Museums", typischen Nummerierungen oder auf Etiketten notierten Jahreszahlen von 1835 bis 1850 stammt aus Fundstellen aus dem heutigen Algerien, Ägypten, Belgien, Deutschland, Frankreich, Italien, Kroatien, Libanon, Niederlande, Österreich, Polen, Rumänien, Russland, Schweiz, Serbien, Slowakische Republik, Syrien, Tschechische Republik, Türkei, Ukraine, Ungarn, sowie dem Vereinigten Königreich und betrifft einen stratigrafischen Umfang vom Quartär bis zum Kambrium. Der Fundort Gosau ist generell zu verstehen, die einzelnen lokalen Gräben werden nicht aufgeführt.

Folgende Fossilgruppen sind vorhanden: Agnatha Algae, Anthozoa, Amphibia, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Cephalopoda, Chondrichthyes, Cirripedia, Crinoidea, Crustacea, Echinoidea, Foraminiferida, Fungi, Gastropoda, Graptolithina, Hydrozoa, Reptilia, Osteichthyes, Plantae, Polychaeta, Porifera, Trilobita und Vermes.

Von dem vorliegenden Material enthalten 38 Schachteln Etiketten ohne Fundortangaben, einigen Schachteln mit Etikett fehlt das Objekt. Wenn in der Tabelle in der letzten Spalte (Etikett „k. k. montanistisches Museum") leere Felder vorkommen, wurde das Material aufgrund von kleinen Nummernetiketten als dazugehörig erachtet und es ist kein Geber angegeben. Bei den Fundorten sind zum Teil durch Eingemeindungen auch heutige Stadtteile erwähnt, die früher eigenständige Orte waren. Das „Heidelberger Mineralien-Comptoir" wird auf den Normetiketten nur als „Heidelberger Comptoir" bezeichnet und ist auch so in Tabelle 1 ersichtlich. Ein im Internet zugängliches, kompiliertes PDF von Katalogen des „Heidelberger Mineralien-Comptoir" und der Firma „Krantz" aus verschiedenen Jahren zwischen 1841 und 1845, z.B. betitelt „Verzeichnis einer Centurie Tertiär-Versteinerungen des Beckens von Wien", unterstützte die Recherchen. Die meisten Objekte sind bisher nicht neu bestimmt worden, nur einige der publizierten. Die Geber- oder Verkäufernamen sind entweder auf den Normetiketten verzeichnet oder sehr selten auch auf Voretiketten, Aufsammlungsjahre sind kaum dokumentiert.

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Aachen, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa
Aalen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Aarau, Kanton Aargau	Schweiz	Cephalopoda, Echinoidea
Angles, Dép. Alpes-de-Haute-Provence	Frankreich	Brachiopoda, Cephalopoda
Antwerpen, Flandern	Belgien	Bivalvia, Gastropoda
Agrigent (Girgenti), Sizilien	Italien	Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda
Alexandria	Ägypten	Echinoidea
Algier	Algerien	Osteichthyes
Alton, Hampshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia
Alzey, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Bivalvia, Gastropoda
Amberg, Bayern	Deutschland	Brachiopoda
Ammergau, Bayern	Deutschland	Cephalopoda
Ancona, Marken	Italien	Osteichthyes
Anselburg (Anselberg), Neuhemsbach, Kaiserslautern, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Brachiopoda
Arzier-Le Muids, Kanton Waadt	Schweiz	Brachiopoda
Astrup, Niedersachsen	Deutschland	Brachiopoda, Echinoidea
Asolo, Treviso, Veneto	Italien	Bivalvia, Gastropoda
Auvers-sur-Oise, Dép. Val-d'Oise	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Bács, Cluj-Napoca (Klausenburg)	Rumänien	Bivalvia, Gastropoda
Bad Aussee, Oberösterreich	Österreich	Cephalopoda
Bad Bleiberg, Kärnten	Österreich	Brachiopoda, Cephalopoda, Crinoidea
Bad Boll, Zell unter Aichelberg, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Gastropoda, Osteichthyes, Plantae
Bad Dürrnberg, Hallein, Salzburg	Österreich	Brachiopoda
Baden, Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Gastropoda, Foraminiferida, Scaphopoda
Baden-Württemberg (ohne Fundort)	Deutschland	Cephalopoda, Gastropoda
Bad Häring, Tirol	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Cephalopoda, Chondrichthyes, Cirripedia, Echinoidea, Gastropoda, Plantae, Scaphopoda
Bad Schönborn, Mingolsheim, Karlsruhe, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Bad Vöslau, Niederösterreich	Österreich	Foraminiferida
Băiuț (Oláhposbánya, Bajutz), Maramures, Siebenbürgen	Rumänien	Reptilia (Ichnia)
Balingen (Bahlingen), Baden-Württemberg	Deutschland	Brachiopoda
Bánfalva (Wandorf), Sopronbánfalva, Šopron (Ödenburg), Győr-Moson-Sopron	Ungarn	Bivalvia
Banz ?, Franken, Bayern	Deutschland	Cephalopoda
Barrandov, Hlubočepy, Praha	Tschechische Republik	Graptolithina
Bayreuth, Bayern	Deutschland	Cephalopoda
Beauchamp, Dép. Val-d'Oise	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Belluno (Belluno), Veneto	Italien	Anthozoa, Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda, Ichnia
Bensberg, Bergisch Gladbach, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Porifera
Besançon (Bisanz, Vesontio), Dép. Doubs	Frankreich	Crinoidea
Bilin, Teplitz (Teplice)	Tschechische Republik	Plantae
Birmenstorf, Kanton Aargau	Schweiz	Brachiopoda
Blaubeuren, Baden-Württemberg	Deutschland	Anthozoa
Bogdanówka, Lwów (Lwiw, Lemberg)	Ukraine	Bivalvia, Gastropoda
Bohuslawitz, Nové Mesto nad Váhom (Waag-Neustadtl)	Slowakische Republik	Bivalvia
Bologna ?, Emilia-Romagna	Italien	Echinoidea
Bordeaux, Dép. Gironde	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Borsod-Abaúj-Zemplén (Komitat)	Ungarn	Cirripedia
Bossetan, Kanton Valais	Schweiz	Cephalopoda, Foraminiferida
Botiza, Maramureş, Siebenbürgen	Rumänien	Plantae
Boulogne-sur-Mer, Dép. Pas-de-Calais	Frankreich	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Chondrichthyes, Gastropoda

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Mitteldevon, Eifelium–Givetium, Aachen Formation	
Mitteljura, Aalenium, Opalinuston-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Oberjura, Oxfordium, Wildegg-Formation	Heidelberger Comptoir
Unterkreide, Barremium–Aptium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Pliozän, Piacenzium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Pleistozän, Agrigento-Formation	1851, 1854 (Nr. mit dickerem Rahmen: fraglich)
Neogen, Pleistozän, Mex-Kalke	Russeggers Reisen
Neogen, Miozän, Messinium	Russeggers Reisen
Oberkreide, Turonium–Maastrichtium, Chalk-Group, White Chalk Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Oligozän, Rupelium, Selztal-Gruppe, Alzey-Formation	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Cenomanium–Turonium, Reinhausener Schichten	
Oberjura, Kimmeridgium–Tithonium, Unterkreide, Berriasium, Ammergau-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paleogen, Oligozän, Rupelium	
Untertrias, Indusium–Olenekium	Bergrath Dr. Hehl
Unterkreide, Valanginium, Marne d‘Arzier	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Oligozän, Chattium, Doberg-Formation	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Burdigalium	
Paläogen, Eozän, Bartonium, Auversium, La Formation des Sables d‘Auvers (-Beauchamp)	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Eozän, Lutetium	Alte Sammlung (Montanistisches Museum)
Obertrias, Karnium, Hallstätter Kalk	
Obertrias, Karnium, Raibl-Formation	Hofrath Michael Layer, Prof. Franz Xaver Riepl
Unterjura, Pliensbachium, Posidonienschiefer-Formation	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir; Präsident der niederrheinischen Handelskammer F.W. Höninghaus
Obertrias, Norium, Hallstätter Kalk	1840
Neogen, Miozän, Badenium	Excellenz Ritter Joseph von Hauer, Biedermeierfläschchen
Trias–Jura	Bergrath Dr. Hehl
Paläogen, Oligozän, Rupelium, Häring-Formation	
Unterjura, Pliensbachium, Posidonienschiefer-Formation	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Formation, Obere Lageniden-Zone	
Paläogen	August Graf von Breunner
Mitteljura, Aalenium, Opalinuston-Formation, Zillhausen-Subformation	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Badenium, Obere Lageniden-Zone	
Unterjura	Heidelberger Comptoir
Silur, Llandovery–Wenlock, Liten-Group	
Unterjura, Toarcium, Jurensismergel-Formation	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän, Priabonium–Bartonium, Sables de Beauchamp	École des mines à Paris
Paläogen, Oligozän, Chattium, Schio-Schichten	
Mitteldevon, Eifelium–Givetium, Bergisch-Gladbach-Formation	Heidelberger Comptoir; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterjura	Heidelberger Comptoir
Miozän, Eggenburgium	
Oberjura, Oxfordium, Wildegg-Formation, Birmenstorf-Member	Heidelberger Comptoir, Material aus „Museum in Bern“
Oberjura, Kimmeridgium, Felsenkalk-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Kreide, Santonium–Maastrichtium	Wolf, 1846
Oberjura–Unterkreide, Kimmeridgium–Berriasium, Štramberkkalk	
Neogen, Miozän, Burdigalium–Langhium, Pantano-Formation	
Neogen, Miozän, Burdigalium	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Mittel-Badenium	
Unterkreide, Aptium, Membre de Bossetan	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Quartär, Holozän	
Oberjura, Oxfordium (Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Chondrichthyes); Oberdevon, Frasnium (Anthozoa, Brachiopoda)	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Bouxwiller (Buchsweiler), Elsass, Dép. Bas-Rhin	Frankreich	Gastropoda
Böhringen, Baden-Württemberg	Deutschland	Porifera
Bösingen, Rottweil, Baden-Württemberg	Deutschland	Porifera
Braunenberg, Aalen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Brentònek (Brentonico, Frenten), Trentino-Südtirol	Italien	Foraminiferida
Bribir (Novi Vinodolski)	Kroatien	Mammalia
Bridlington, East Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Cephalopoda, Porifera
Brunn am Gebirge, Niederösterreich	Österreich	Gastropoda, Osteichthyes
Builth, Wales	Vereinigtes Königreich	Trilobita
Bujtur (Buytur, Buituri), Vajda-Hunyad	Rumänien	Gastropoda, Foraminiferida, Osteichthyes
Cap de la Hève, Le Havre, Normandie, Dép. Seine-Maritime	Frankreich	Bivalvia, Porifera
Campillberg, Gadertal (Val Badia), Trentino-Südtirol	Italien	Cephalopoda
Capocolle, Forlì-Cesena, Region Emilia-Romagna	Italien	Crustacea, Gastropoda, Vermes
Castell'Arquato, Piacenza, Emilia-Romagna	Italien	Bivalvia, Gastropoda
Cave del Predil (Raibl, Raibel), Tarvisio, Friuli-Venezia-Giulia	Italien	Osteichthyes
Cencenighe Agordino (Seiseralpe-Pitzbach), Belluno, Veneto	Italien	Bivalvia, Cephalopoda
Chaldon-Herring (East Chaldon), Dorsetshire, England	England	Echinoidea
Champagne, Dép. Haut-Rhin	Frankreich	Anthozoa
Châtel-Saint-Denis (Fluss Veveyse), Kanton Freiburg (Fribourg)	Schweiz	Cephalopoda
Chaumont-en-Vexin, Dép. Oise	Frankreich	Gastropoda
Crailsheim, Baden-Württemberg	Deutschland	Chondrichthyes, Osteichthyes
Christian Malford, Wiltshire, England	Vereinigtes Königreich	Cephalopoda
Cloughton, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Plantae
Cork, Munster, Irland	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Cephalopoda
Corsham, Wiltshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Brachiopoda
Coschütz (Koschitz), Dresden, Sachsen	Deutschland	Bivalvia
Courtagnon, Reims, Dép. Marne	Frankreich	Gastropoda
Creazzo, Vicenza, Veneto	Italien	Bivalvia, Crustacea, Echinoidea, Gastropoda
Cuise-la-Motte, Dép. Oise	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda, Scaphopoda
Czudec, Jasło	Polen	Mammalia
Damery, Dép. Marne	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Degerloch, Stuttgart, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda
Deister, Hannover, Niedersachsen	Deutschland	Chondrichthyes
Deschna (Deštné), Pettau (Ptuj)	Slowenien	Osteichthyes
Devínska Nová Ves (Neudorf an der March, Neudörfl), Bratislava	Slowakische Republik	Algae, Bivalvia, Chondrichthyes, Gastropoda, Mammalia, Reptilia, Osteichthyes
Diebrock, Herford, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Cephalopoda
Dienten am Hochkönig, Salzburg	Österreich	Brachiopoda, Cephalopoda
Dietersweiler, Freudenstadt, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Diósjenő, Nógrád	Ungarn	Bivalvia
Dives-sur-Mer, Normandie, Dép. Calvados	Frankreich	Bivalvia, Cephalopoda, Crinoidea, Echinoidea, Gastropoda, Polychaeta
Dreistetten, Niederösterreich	Österreich	Gastropoda
Donaueschingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Dover, Kent, England	Vereinigtes Königreich	Cephalopoda, Crinoidea
Drusberg, Einsiedeln, Kanton Schwyz	Schweiz	Bivalvia, Echinoidea
Drusberg, Käsernalp, Kanton Schwyz	Schweiz	Brachiopoda
Dudley, Wolverhampton, West Midlands, England	Vereinigtes Königreich	Brachiopoda, Echinoidea, Gastropoda, Trilobita
Dudweiler (Duttweiler), Saarbrücken, Saarland	Deutschland	Plantae
Ebersdorf, Kainberg, Graz, Steiermark	Österreich	Plantae

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Paläogen, Eozän, Lutetium, Bouxwiller-Formation	Heidelberger Comptoir
Oberjura, Oxfordium	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Mitteltrias, Ladinium, Rottweil-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Oberjura, Oxfordium–Kimmeridgium	Bergrath Dr. Hehl
Paläogen, Obereozän	
Paläogen, Eozän, Priabonium, Prominaschichten	
Kreide, Campanium, White Chalk Subgroup, Flamborough Chalk Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Pannonium, Congerienschichten	Excellenz Ritter Joseph von Hauer; Biedermeierfläschchen
Ordovizium, Llanvirn, Llanfawr Mudstones Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium	
Bivalvia: Mitteljura, Callovium–Oxfordium, Marnes de Dives; Porifera: Oberkreide, Cenomanium	École des mines à Paris
Untertrias, Olenekium–Induium, Werfen-Formation, Val Badia-Subformation	J. v. Hauer‘sche Sammlung
Neogen, Pliozän	
Pliozän, Piacenzium–Pleistozän, Argille Azzurre-Formation	Heidelberger Comptoir; Bergrath Joseph Russegger
Obertrias, Karnium, Raibl-Formation	
Untertrias, Olenekium–Induium, Werfen-Formation, Cencenighe Member	Bergrath Dr. Wilhelm Fuchs, 1849
Oberkreide, Turonium, Chalk Group, Herring Formation	
Oberjura, Kimmeridgium	Heidelberger Comptoir; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Berriasium–Barremium, Châtel-Kalk	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Eozän, Lutetium, Cuisium–Auversium	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Mitteltrias, Ladinium, Trochitenkalk-Formation, Crailsheim-Subformation	
Oberjura, Oxfordium, Oxford Clay Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Mitteljura, Bajocium, Ravenscar Group, Cloughton-Formation, Gristhorpe Member	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Karbon, Viseum, Mississippium, Cork Red Limestone	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Mitteljura, Bathonium, Corsham Limestone Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberkreide, Cenomanium, Oberhäslich-Formation	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän, Lutetium	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Oligozän, Chattium, Schio-Schichten	
Paläogen, Eozän, Ypresium, Cuisium, Cuise Formation	Heidelberger Comptoir
Neogen	1841
Paläogen, Eozän, Lutetium, Damery-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterjura, Hettangium, Angulatenton-Formation, Angulata Zone	Heidelberger Comptoir; Bergrath Dr. Hehl
Unterkreide, Berriasium, Bückeberg-Gruppe, Deister-Formation	Oberbergrath Friedrich Ludwig Christian Jugler, Hannover
Miozän – Oligozän	Adolf Morlot, 1849
Neogen, Miozän, Badenium, Studienka-Formation	Excellenz Ritter Joseph von Hauer; Bergrath Wilhelm Haidinger
Unterjura, Sinemurium–Pliensbachium	Bergrath Dr. Hehl
Silur, Llandovery–Ludlow, Dienten-Schiefer	Alte Sammlung (Montanistisches Museum)
Mitteltrias, Anisium, Freudenstadt-Formation	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Paläogen–Neogen, Oligozän–Miozän, Egerium	
Mitteljura–Oberjura, Callovium–Oxfordium, Marnes de Dives	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Santonium–Campanium, Gosau-Gruppe	
Mitteltrias, Ladinium, Trochitenkalk-Formation	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Turonium–Campanium, Chalk-Group, Dover-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Paleozän, Thanetium–Eozän, Lutetium, Euthal-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Aptium, Schrattenkalk- Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Silur, Wenlock, Wenlock Limestone	Bergrath Haidinger; mit Etikett der vermuteten Handschrift von Gregor Graf von Rasumofsky; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Karbon, Pennsylvanium, Westfalium, Saar-Subgruppe, Sulzbach-Formation	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Pannonium, Kleinsemmering-Formation, Hofmühle-Subformation	

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Eckbach, Worms, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Bivalvia
Eck(h)ard(t)sberg, Coburg, Franken, Bayern	Deutschland	Brachiopoda, Bryozoa, Echinoidea
Ehrenhausen, Steiermark	Österreich	Echinoidea, Gastropoda
Eibiswald, Steiermark	Österreich	Reptilia
Einsingen, Ulm, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Épernay, Dép. Marne	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Erba, Como, Lombardia	Italien	Cephalopoda
Ernstbrunn, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Escragnolles, Clars, Dép. Alpes-Maritimes	Frankreich	Cephalopoda, Gastropoda
Essen an der Ruhr, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Echinoidea, Polychaeta, Porifera
Eurubio, Marostica (Maròstega), Vicenca, Veneto	Italien	Crustacea
Faluns (Muschelsande), Pariser Becken	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Farmington, Gloucestershire, England	Vereinigtes Königreich	Brachiopoda
Faurndau, Göppingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Crinoidea
Flamberg im Sausal, Steiermark	Österreich	Bivalvia
Folkestone, Kent, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Cephalopoda
Forchtenau, Burgenland	Österreich	Foraminiferida
Gaildorf, Stuttgart, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Gainfarn (Gainfahren), Baden, Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Bryozoa, Gastropoda
Gaming (Zürner), Niederösterreich	Österreich	Plantae
Gammelshausen, Baden-Württemberg	Deutschland	Brachiopoda, Cephalopoda
Gams, Hieflau, Steiermark	Österreich	Gastropoda
Gebel Geneifa (Gebel Geneffe), Cairo-Suez	Ägypten	Anthozoa, Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda, Mammalia
Gera, Thüringen	Deutschland	Brachiopoda
Gerolstein, Eifel, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Anthozoa, Brachiopoda, Bryozoa, Crinoidea, Trilobita
Gilmerton, Edinburgh, Schottland	Vereinigtes Königreich	Osteichthyes
Gîza (Giseh, Gizeh), Kairo	Ägypten	Echinoidea, Bivalvia, Gastropoda
Goerless, Karaman	Türkei	Anthozoa, Echinoidea
Gohlig (Goldene Höhe), Bannewitz, Dresden, Sachsen	Deutschland	Polychaeta
Gornji Grad (Oberburg)	Slowenien	Anthozoa, Bivalvia, Gastropoda
Gosau, Salzburg/Oberösterreich	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Cephalopoda, Gastropoda
Goslar, Harz, Niedersachsen	Deutschland	Brachiopoda
Gönningen, Reutlingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Göppingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Porifera
Gravesend, Kent, England	Vereinigtes Königreich	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Cephalopoda, Chondrichthyes, Crinoidea, Echinoidea, Osteichthyes
Grinzing, Döbling, Wien	Österreich	Bryozoa, Gastropoda
Grodischt (Hradiště)	Polen	Plantae
Grossau, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Crustacea, Gastropoda, Plantae
Großcotta (Kotta), Dohma, Sachsen	Deutschland	Bivalvia
Groß Sankt Florian im Sausal, Steiermark	Österreich	Bivalvia
Gruibingen, Göppingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Grünbach am Schneeberg, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia, Plantae
Grünten, Immenstadt, Bayern	Österreich	Crustacea
Guggernfluh, Iberg (Yberg), Kanton Schwyz	Schweiz	Bivalvia
Guggernband, Waagen, Iberg (Yberg), Kanton Schwyz	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Echinoidea
Gundershofen, Schelklingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda
Guttaring, Krappfeld, Kärnten	Österreich	Crustacea, Chondrichthyes, Echinoidea, Gastropoda, Polychaeta
Gülek, Karaman	Türkei	Anthozoa
Günzburg, Ulm, Bayern	Deutschland	Gastropoda

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Paläogen, Oligozän, Rupelium, Selztal-Gruppe, Alzey-Formation	Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium, Hassberge-Formation	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Gruppe, Weissenegg-Formation, Leithakalk	
Neogen, Miozän, Ottnagium–Badenium, Eibiswald-Formation	
Oberjura, Kimmeridgium, Hangende Bankkalke-Formation	Heidelberger Comptoir
Eozän, Ypresium, Épernay-Formation	Heidelberger Comptoir; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterjura, Toarcium	
Oberjura, Tithonium, Ernstbrunnerkalk	Excellenz Ritter Joseph von Hauer
Unterkreide, Albium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberkreide, Cenomanium, Essen-Grünsand-Formation	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Paläogen, Eozän	
Neogen, Miozän–Pliozän	École des mines à Paris
Jura, Bojocium–Bathonium, Salperton Limestone Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterjura, Toarcium, Posidonienschiefer-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Neogen, Miozän, Badenium, Weißenegg-Formation	
Unterkreide, Aptium–Albium, Lower Greensand Group, Folkestone Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium, Obere Lagenidenzone	
Obertrias, Karnium, Stuttgart-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Neogen, Miozän, Badenium, Gainfarner Sande	Excellenz Ritter Joseph von Hauer, Biedermeierfläschchen
Obertrias, Karnium, Julium, Lunz-Formation	Johann Höniger
Mitteljura, Callovium	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Turonium, Gosau-Gruppe, Noth-Formation	
Paläogen, Eozän, Bartonium, Sannor-Formation	Russeggers Reisen
Perm (Zechstein), Lopingium	Heidelberger Comptoir
Devon, Givetium, Gerolstein-Gruppe	Präsident Friedrich Wilhelm von Höninghaus; Heidelberger Comptoir
Karbon, Viseum	August Graf von Breunner
Paläogen, Eozän, Lutetium, Mokattam-Gruppe, Kairo-Formation	Consul E. Bauer
Kreide	Bergrath Joseph Russegger, 1848
Oberkreide, Cenomanium, Oberhäslich-Formation	
Paläogen, Oligozän, Rupelium, Gornji Grad-Formation	
Oberkreide, Coniacium–Santonium, Gosau-Gruppe	Friedrich Simony, 1850; Ramsauer, 1850
Mitteldevon, Eifelium-Givetium, Goslar-Formation	August Graf von Breunner
Mitteljura–Oberjura, Bajocium–Oxfordium, Impressamergel-Fomation	Heidelberger Comptoir
Unterjura, Toarcium, Posidonienschiefer-Formation	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Coniacium–Santonium, Chalk-Group, White Chalk Subgroup, Seaford-Chalk-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium	Vicepraesident Joseph von Hauer, Biedermeierfläschchen
Unterkreide, Hauterivium, Wernsdorfer Schichten	Hohenegger
Unterjura–Mitteljura, Hettangium–Bajocium, Gresten-Formation	
Oberkreide, Turonium–Cenomanium, Plänerkalk-Gruppe	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Badenium, Sankt Florianer Schichten	Johann Rill, Biedermeierfläschchen
Mitteljura, Bajocium, Hamitenton-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Oberkreide, Santonium–Campanium, Gosau-Gruppe, Grünbach-Formation	Adolf Patera, 1842
Eozän	
Unterkreide, Valanginium–Hauterivium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Valanginium–Hauterivium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Felsenkalk-Formation	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Paleozän–Eozän, Danium–Lutetium, Guttaring-Gruppe	
Kreide	Joseph Russegger, 1848
Neogen, Miozän, Obere Süßwassermolasse	Krimbs, 1842

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Hahnenklee-Bockswiese, Goslar, Harz, Niedersachsen	Deutschland	Anthozoa
Hallstatt, Oberösterreich	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Gastropoda, Cephalopoda
Haßmersheim, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Gastropoda, Scaphopoda
Hautzendorf, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Hechingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda
Heidenheim an der Brenz, Steinheim am Albuch, Baden-Württemberg	Deutschland	Gastropoda
Heilbronn, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Heiligenstadt, Wien	Österreich	Mammalia
Heiningen, Göppingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Herborn, Hessen	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda
Hermanecz (Hermánd, Harmanec)	Slowakische Republik	Mammalia
Hermonville, Dép. Marne	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Hernals, Wien	Österreich	Plantae
Heuberg, Nusplingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Brachiopoda
Hliník nad Váhom, Veľká Bytča (Groß-Bitsch)	Slowakische Republik	Mammalia
Hoher Säntis (Sentis), Kanton Appenzell	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea
Hohnstein, Sachsen	Deutschland	Brachiopoda
Höflein, Bruck an der Leitha, Niederösterreich	Österreich	Brachiopoda
Hronec (Rhonitz, Kisgaram), Sipovaer Höhle	Slowakische Republik	Mammalia
Hvar (Lesina), Foggia, Split-Dalmatien	Kroatien	Anthozoa, Bivalvia, Osteichthyes, Plantae
Hýskov, Beroun, Böhmen	Tschechische Republik	Plantae
Iberg, Bad Grund, Harz, Niedersachsen	Deutschland	Anthozoa
Iberg (Ebni), Kanton Aargau	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Echinoidea
Idrija (Idria), Goriška (Gorizia)	Slowenien	Foraminiferida
Ilija (Ilia), Banská Štiavnika (Schemnitz)	Slowakische Republik	Plantae
Ironbridge, Shropshire, England	Vereinigtes Königreich	Anthozoa, Brachiopoda, Bryozoa, Echinodermata, Gastropoda
Isleham, Cambridgeshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Echinoidea, Vermes
Isle of Sheppey, Kent, England	Vereinigtes Königreich	Crustacea
Isle of Wight, England	Vereinigtes Königreich	Brachiopoda, Echinoidea
Jaworzno, Kattowitz, Krakau	Polen	Plantae
Jegenye (Leghia), Siebenbürgen	Rumänien	Bivalvia, Echinoidea, Foraminiferida, Gastropoda
Jehličná (Grasseth), Böhmen	Tschechische Republik	Plantae
Justistal, Kanton Bern	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda
Kamin (Kamién-Górowski), Niederschlesien (Dolny Śląsk)	Polen	Porifera
Kandern, Lörrach, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda
Karviná (Karwin), Mähren	Tschechische Republik	Plantae
Drusberg, Käsernalp, Kanton Schwyz	Schweiz	Brachiopoda
Kemence (Kemenze), Komitat Pest	Ungarn	Bivalvia, Echinoidea
Kemmenau, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Brachiopoda
Kermel, Baalbeck	Libanon	Anthozoa
Kindberg, Parschlug, Steiermark	Österreich	Plantae
Klein Meiseldorf, Eggenburg, Niederösterreich	Österreich	Cirripedia
Kniażyce wielkie, Galizien	Polen	Echinoidea
Komen (Comen)	Slowenien	Osteichthyes
Korod, Siebenbürgen	Rumänien	Bivalvia, Gastropoda, Scaphopoda, Osteichthyes
Köln, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Porifera
Králová (Kralowa)	Tschechische Republik	Gastropoda
Krampen, Neuberg, Steiermark	Österreich	Cephalopoda
Krapina, Krapina-Zagorje, Dalmatien	Kroatien	Foraminiferida
Kressenberg, Bayern	Deutschland	Echinoidea
Labin (Albona), Istrien	Kroatien	Foraminiferida
Lanz (Lomnice), Sokolov (Falkenau an der Eger), Böhmen	Tschechische Republik	Cephalopoda

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Mitteldevon, Eifelium–Givetium, Goslar-Formation	
Obertrias, Norium, Hallstätter Kalk	
Mitteltrias, Anisium–Ladinium, Hassmersheim-Subformation	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Sarmatium, Ervilienschichten	
Unterjura, Hettangium–Bajocium, Angulatenton-Formation	
Neogen, Mittelmiozän, „Steinheimer Schneckensand“	Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium, Julium, Stuttgart-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Quartär, Pleistozän	
Mitteljura, Aalenium, Opalinuston-Formation	
Devon, Eifelium, Greifensteiner Kalk	Heidelberger Comptoir; Präsident Friedrich Wilhelm von Höninghaus
Quartär, Pleistozän	
Eozän, Lutetium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Sarmatium	
Oberjura, Kimmeridgium, Nusplingen-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Quartär, Pleistozän	Ján (Johann von) Pettko, 1847
Unterkreide, Hauterivium, Lidernen-Member, „Sentisianus-Bank“	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Oxfordium	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Badenium, Leithakalk	
Quartär, Pleistozän	
Oberkreide, Cenomanium, Starigrad Limestone Formation	
Karbon, Westfalium, Duckmantium	Prof. Franz Xaver Riepl aus Graz; Wiener Polytechnikum
Mitteldevon–Oberdevon, Givetium-Frasnium, Iberg-Formation	
Oberkreide–Eozän, Habkern-Melange	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Perm–Trias, Žažar Formation (= Bellerophon Formation)	
Paläogen–Neogen	verkieselt in Süßwasserquarz
Silur, Wenlock, Wenlock Group	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberkreide, White Chalk Subgroup	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Eozän, Ypresium, London Clay Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1849
Unterkreide–Paläogen, Paleozän–Eozän	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Karbon, Bashkirium–Moskovium	
Paläogen, Eozän, Lutetium–Bartonium	Alte Sammlung (Montanistisches Museum)
Neogen–Paläogen, Eozän–Oligozän, Staré Sedlo Formation	
Unterkreide, Valanginium, Gemsmaettli-Bank	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Mitteltrias, Anisium–Ladinium	
Oberjura, Oxfordium–Callovium, Kandern-Formation	Heidelberger Comptoir
Karbon, Mississippium–Serpukhovium, Karvina-Formation	
Kreide, Barremium–Aptium, Schrattenkalk-Formation	
Neogen, Miozän, Badenium	Hüttenchemiker Adolf Patera
Devon, Emsium, Ems-Schichten	Heidelberger Comptoir
Kreide	Russeggers Reisen
Neogen, Miozän, Karpatium–Badenium	
Neogen, Miozän, Eggenburgium, Eggenburg-Gruppe, St. Marein-Freischling-Formation	Friedrich Baron von Rohmann
Jura	Gubernialrath Johann Nepomuk Ritter von Sacher
Oberkreide, Cenomanium, Komen Limestone	Morlot, 1847
Neogen, Miozän, Eggenburgium	
Mitteldevon, Eifelium–Givetium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän	Stur, 1847
Oberkreide, Maastrichtium, Gosau-Gruppe	
Neogen, Miozän, Egerium	
Paläogen, Eozän, Thanetium–Lutetium, Kressenberg-Formation	
Paläogen, Paleozän, Thanetium	
Eozän–Miozän	Heidelberger Comptoir

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Laaer Berg, Wien	Österreich	Plantae
Lăpugiu de Sus (Lapugy), Siebenbürgen	Rumänien	Anthozoa
Lebach (Lehbach), Saarbrücken, Saarland	Deutschland	Osteichthyes
Le Laste (Lasta), Trient (Trento), Trentino-Südtirol	Italien	Brachiopoda, Bivalvia
Le Mans, Dép. Sarthe	Frankreich	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Echinoidea, Porifera
Les-Moutiers-en-Cinglais, Caen, Dép. Calvados	Frankreich	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda
Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Oberösterreich	Österreich	Anthozoa, Cephalopoda, Bivalvia, Gastropoda
Leithagebirge, Burgenland	Österreich	Echinoidea, Bivalvia
Lerchenfeld, Wien	Österreich	Mammalia
Lichtenau-Atteln, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda
Limbourg (Limburg), Lüttich	Belgien	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda
Lipovec u Čáslavi (Lipowetz)	Tschechische Republik	Plantae
Llandeilo, Carmarthenshire, Wales	Vereinigtes Königreich	Trilobita
Loibersdorf, Eggenburg, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia, Gastropoda
Lopperberg, Kanton Nidwalden	Schweiz	Echinoidea
Lubina, Nové Mesto nad Váhom (Waag-Neustadtl), Berg Borakowa	Slowakische Republik	Cephalopoda
Lunel, Rouen, Dép. Seine-Maritime	Frankreich	Bivalvia
Lunéville (Lüneville), Dép. Meurthe-et-Moselle	Frankreich	Bivalvia, Brachiopoda
Lwiw, Lviv (Lwów, Lemberg)	Ukraine	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda, Plantae, Reptilia
Lyme Regis (Lime Regis), Dorset, England	Vereinigtes Königreich	Osteichthyes, Koprolithen
Maastricht, Prov. Limburg	Niederlande	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Chondrichthyes, Crustacea, Echinoidea, Foraminiferida, Gastropoda
Magre, Schio, Vicenza, Veneto	Italien	Crustacea
Maidstone, Kent, England	Vereinigtes Königreich	Porifera
Mainz, Rheinland-Pfalz (inkl. Mainzer Becken)	Deutschland	Anthozoa, Bivalvia, Crustacea, Gastropoda, Osteichthyes, Plantae, Reptilia
Maissau, Eggenburg, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia, Brachiopoda
Velká Chuchle (Kuchelbad), Praha, Böhmen	Tschechische Republik	Cephalopoda
Malsch, Karlsruhe, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Crinoidea
Malton, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia
Mariahilf, Gumpendorf, Wien	Österreich	Gastropoda, Plantae
Marostica (Maròstega), Vicenza, Veneto	Italien	Bivalvia, Crustacea, Echinoidea, Gastropoda
Mas, Belluno, Veneto	Italien	Bivalvia
Metzingen, Schwäbische Alb, Baden-Württemberg	Deutschland	Crinoidea
Meudon, Paris, Dép. Hauts-de-Seine	Frankreich	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda
Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Aussee	Österreich	Cephalopoda
Minchinhampton, Gloucestershire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Gastropoda
Mirošov, (Mireschau, Miröschau), Brno, Mähren	Tschechische Republik	Plantae
Mistelgau, Franken, Bayern	Deutschland	Cephalopoda
Mljet (Meleda), Dalmatien	Kroatien	Osteichthyes
Mombach, Mainz, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Gastropoda
Monte Bolca, Verona, Veneto	Italien	Gastropoda, Osteichthyes
Monte di Malo, Priabona, Vicenza, Veneto	Italien	Bivalvia
Monte Promina, Drniš (Dernis), Dalmatien	Kroatien	Anthozoa, Bivalvia, Cephalopoda, Foraminiferida, Gastropoda, Scaphopoda
Moravská Ostrava (Mährisch-Ostrau, Ostrava), Mähren	Tschechische Republik	Plantae
Moravče, Moraitsch (Moräutsch), Krain	Slowenien	Bivalvia, Gastropoda
Morestel, Dép. Isère	Frankreich	Bivalvia
Mořkov (Murk), Nový Jičín	Tschechisch Republik	Plantae
Muggendorf, Franken, Bayern	Deutschland	Brachiopoda, Crinoidea
Mühlhausen am Zell, Baden-Württemberg	Deutschland	Gastropoda

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Neogen, Miozän, Pannonium	
Neogen, Miozän, Badenium, Gârbova de Sus Formation	
Perm, Rotliegend, Glan-Gruppe, Lebach-Subgruppe	Heidelberger Comptoir
Mitteljura–Oberjura, Bajocium–Tithonium	Straßenmeister [Florian] Menapace aus Lienz; Innsbrucker Ferdinandeum
Oberkreide, Cenomanium	École des mines à Paris; Biedermeierfläschchen
Mitteljura, Bajocium, Formation de l’Oolithe ferrugineuse de Bayeux	Heidelberger Comptoir; Biedermeierfläschchen
Obertrias, Norium, Hallstätter Kalk	
Neogen, Miozän, Badenium, Leithakalk	Josef Spornraf(f)t
Quartär, Pleistozän	
Oberkreide, Cenomanium–Turonium	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Maastrichtium, Kunrader Schichten	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Hauterivium, Wernsdorfer Schichten	
Ordovizium, Llandeilo Group	
Neogen, Miozän, Eggenburgium, Loibersdorf-Formation	
Unterkreide, Aptium, Schrattenkalk-Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterjura	
Oberkreide, Cenomanium	Heidelberger Comptoir (ohne Objekt)
Mitteltrias, Anisium–Ladinium	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Maastrichtium	Wolf, 1846
Unterjura, Hettangium–Sinemurium, Blue Lias Formation	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Maastrichtium, Maastricht-Formation	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Paläogen, Oligozän, Chattium, Schio-Schichten	
Unterkreide, Aptium–Albium, Lower Greensand Group	
Paläogen, Oligozän, Rupelium–Chattium	Heidelberger Comptoir, Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848; Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Eggenburgium, Eggenburg-Formation	
Silur	
Unterjura	Heidelberger Comptoir
Oberjura, Oxfordium, Coralline Oolite Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Pannonium	Joseph Ritter von Hauer
Paläogen, Eozän	
Paläogen, Oligozän, Chattium, Schio-Schichten	
Unterjura, Pliensbachium	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Campanium, Craie blanche de Meudon	Heidelberger Comptoir; École des mines à Paris
Obertrias, Karnium, Hallstätter Kalk	
Mitteljura, Bathonium, Great Oolite Group	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Karbon, Westfalium	Bergbeamter Franz Melling
Unterjura, Toarcium	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Turonium	
Neogen, Miozän, Aquitanium, Wiesbaden-Formation	Bergrath Dr. Hehl (ovales Etikett), sowie Präsident Friedrich Wilhelm von Höninghaus (Normetikett „k. k. montanistisches Museum“) in gleicher Schachtel mit gleicher Beschriftung
Paläogen, Eozän, Ypresium	
Paläogen, Eozän, Priabonium	
Paläogen, Eozän, Priabonium, Promina Group, Promina Formation	
Karbon, Namurium–Westfalium, Ostrava-Formation	
Neogen, Miozän, Badenium, Moravče Limestone (Tüfferer Mergel)	
Oberjura, Kimmeridgium	Heidelberger Comptoir
Unterkreide, Hauterivium, Wernsdorfer Schichten	Hohenegger
Oberjura, Kimmeridgium, Ebermannstadt-Formation	Heidelberger Comptoir; Biedermeierfläschchen
Unterjura, Sinemurium, Obtususton-Formation	Bergrath Dr. Hehl; Biedermeierfläschchen

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Mokattam (Mukattam, Muqattam), Kairo	Ägypten	Echinoidea
Möllersdorf, Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Foraminiferida
Nagórzany (Nahoriany), Lviv (Lwów, Lwiw, Lemberg)	Ukraine	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda, Polychaeta, Reptilia
Nattheim, Baden-Württemberg	Deutschland	Anthozoa, Brachiopoda, Echinoidea
Neffgraben, Gosau, Salzburg	Österreich	Anthozoa
Neuberg an der Mürz, Steiermark	Österreich	Cephalopoda, Foraminiferida, Gastropoda
Neuchâtel (Neuenburg), Kanton Neuenburg	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda, Polychaeta
Neuhausen an der Erms, Bad Urach, Metzingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Polychaeta
Neukirchen am Teisenberg, Kressenberg, Bayern	Deutschland	Echinoidea
Neußen, Belgern-Schildau, Sachsen	Deutschland	Cephalopoda
Newmarket, Cambridgeshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda
Nexing, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia, Gastropoda
Niederleis, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Nollen, Lörrach, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Nova Gorica (Neu-Görz)	Slowenien	Osteichthyes
Nusplingen, Baden-Württemberg,	Deutschland	Osteichthyes
Nussdorf, Döbling, Wien	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Bryozoa, Crustacea, Echinoidea, Foraminiferida, Gastropoda, Osteichthyes
Nussdorf, Döbling, Wien	Österreich	Mammalia
Mattsee, Salzburg	Österreich	Echinoidea
Oberfellendorf, Franken, Bayern	Deutschland	Echinoidea, Polychaeta
Oberscheld, Dillenburg, Hessen	Deutschland	Brachiopoda, Cephalopoda
Öhningen, Baden Württemberg	Deutschland	Osteichthyes, Plantae
Ohmden, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Olmütz, Mähren	Tschechische Republik	Plantae
Opatovice (Oppatowitz), Tarnowitz	Polen	Cephalopoda
Opole (Oppeln)	Polen	Porifera
Paffrath, Bergisch Gladbach, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Gastropoda, Porifera
Pappenheim, Altmühltal, Bayern	Deutschland	Osteichthyes
Pariser Becken (ohne Fundort)	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Parschlug, Steiermark	Österreich	Plantae
Paszczyna, Dębica	Polen	Mammalia
Perg, Mauthausen, Oberösterreich	Österreich	Chondrichthyes
Pertes du Rhône, Ain et Haute-Savoie	Frankreich	Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda, Osteichthyes
Pickering, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia
Plački vrh, Platsch(berg)	Slowenien	Echinoidea
Plassen, Hallstatt, Oberösterreich	Österreich	Bivalvia, Gastropoda
Pliensbach, Zell unter Aichelberg, Baden-Württemberg	Deutschland	Brachiopoda
Počerny (Putschirn), Cheb (Eger), Karlsbad (Karlovy Vary)	Tschechische Republik	Plantae
Polcenigo, Friuli-Venezia Giulia	Italien	Gastropoda
Popovice (Popowitz), Králův Dvůr, Beroun, Böhmen	Tschechische Republik	Cephalopoda
Porta Westphalica, Minden, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Cephalopoda
Pötzleinsdorf, Wien	Österreich	Bivalvia
Požeg, Rače-Fram	Slowenien	Bivalvia, Bryozoa, Foraminiferida
Praha-Mala Chuchle (Kuchelbad), Böhmen	Tschechische Republik	Cephalopoda, Graptolithina
Pruntrut (Porrentruy), Kanton Jura	Schweiz	Bivalvia, Gastropoda
Présentvillas (?)	Frankreich (?)	Cephalopoda
Quedlinburg, Harz, Sachsen-Anhalt	Deutschland	Bivalvia
Rabenstein, Fränkische Schweiz, Landkreis Bayreuth	Deutschland	Cephalopoda
Rácovice, Třebíč	Tschechische Republik	Bivalvia
Radnice (Radnitz)	Tschechische Republik	Plantae
Radoboj, Krapina-Zagorje	Kroatien	Insecta, Osteichthyes, Plantae
Rajec (Poruberthal, Friewaldthal)	Slowakische Republik	Bivalvia, Cephalopoda

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Paläogen, Eozän, Priabonium, Mokattam-Formation	Bergrath Joseph Russegger, 1848
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Formation	
Oberkreide, Maastrichtium	Gubernialrath Johann Nepomuk Ritter von Sacher
Oberjura, Tithonium	Heidelberger Comptoir; Bergrath Dr. Hehl
Oberkreide, Santonium, Gosau-Gruppe	Friedrich Simony, 1850
Oberkreide, Maastrichtium, Gosau-Gruppe	
Unterkreide, Hauterivium, Grand-Essert-Formation	J.S. Tribo
Oberjura, Oxfordium	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän	
Oberjura	Bergrath Dr. Hehl
Kreide, Turonium–Maastrichtium	
Neogen, Miozän, Sarmatium	Excellenz Ritter Joseph von Hauer
Neogen, Miozän, Badenium	Vicepraesident Joseph von Hauer
Trias–Unterjura	Heidelberger Comptoir; Biedermeierfläschchen
Unterkreide–Oberkreide, Albium–Cenomanium, Povirska Formacija	
Oberjura, Kimmeridgium, Nusplinger Plattenkalk	
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Formation, Leithakalk	Excellenz Ritter Joseph von Hauer, Biedermeierfläschchen
Quartär, Pleistozän	Russegger, 1847
Paläogen, Eozän, Kressenberg-Formation	Franz Carl Ehrlich
Oberjura	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Oberdevon, Frasnium-Famennium	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Obere Süßwassermolasse	
Unterjura, Toarcium	Heidelberger Comptoir; Bergrath Dr. Hehl
Karbon	
Unterjura, Toarcium	
Oberkreide, Turonium–Coniacium, Gosau-Gruppe; Unterjura, Sinemurium	
Mittel-Oberdevon, Eifelium–Famennium	Heidelberger Comptoir; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Tithonium, Solnhofen-Formation	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän	École des mines à Paris
Neogen, Miozän, Karpatium–Badenium	Herr Franz Ritter von Hauer
Quartär, Pleistozän	1839
Paläogen–Neogen, Oligozän–Miozän, Egerium, Linz-Melk-Formation	
Unterkreide, Aptium	Krantz in Berlin (1837–1849)
Oberjura, Oxfordium, Coralline Oolite Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium	
Oberjura, Kimmeridgium–Thithonium, Plassenkalk	Friedrich Simony, 1843
Unterjura, Pliensbachium	Bergrath Dr. Hehl
Paläogen–Neogen, Oligozän–Miozän, Egerium	Gebrüder Haidinger
Oberjura, Tithonium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläozoikum	
Mitteljura, Callovium	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Badenium, Pötzleinsdorfer Sande	
Neogen, Miozän	
Silur, Ludlow–Pridoli, Kuchelbader Schichten	Franz Xaver Riepl
Oberjura, Kimmeridgium	Heidelberger Comptoir
Oberjura, Oxfordium	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Coniacium, Santonium	Heidelberger Comptoir
Mitteljura	
Neogen, Miozän	Wolf, 1845
Karbon, Radnice Formation, Bolsovium	
Neogen, Miozän, Sarmatium	Adolf Morlot, 1849
Unterjura	

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Ranville, Caen, Dép. Calvados	Frankreich	Bivalvia, Brachiopoda, Bryozoa, Crinoidea, Hydrozoa, Porifera
Raschberg, Bad Goisern, Oberösterreich	Österreich	Cephalopoda
Rauchstallbrunngraben, Baden, Wien	Österreich	Mammalia
Refrath, Bergisch Gladbach, Nordrhein-Westfalen	Deutschland	Anthozoa, Porifera
Regelsbrunn an der Donau, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Reims (Rheims), Dép. Marne	Frankreich	Cephalopoda
Reutlingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Rilly-la-Montagne, Reims, Dép. Marne	Frankreich	Bivalvia, Gastropoda
Ritzing, Burgenland	Österreich	Bivalvia
Rizbanya (Résbanya)	Rumänien	Cephalopoda
Rogoznik, Novy Targ, Kleinpolen	Polen	Bivalvia, Crinoidea
Rohrbach, Heidelberg, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Roncà, Monte Lessini, Verona, Veneto	Italien	Anthozoa, Bivalvia, Foraminiferida, Gastropoda
Ronick, Neuchâtel, Kanton Neuenburg	Schweiz	Bivalvia
Ronneburg, Vogtland, Thüringen	Deutschland	Graptolithina
Rophaien (Achsenberg, Axenberg), Kanton Uri	Schweiz	Bivalvia
Rossfeld, Salzburg	Österreich	Cephalopoda
Rouen, Sankt Katharinenberg, Dép. Seine-Maritime	Frankreich	Cephalopoda, Bivalvia, Brachiopoda, Echinoidea, Gastropoda
Rötelstein, Feuerkogel, Steiermark	Österreich	Cephalopoda
Rötzgraben, Trofaiach, Steiermark	Österreich	Gastropoda
Rügen, Mecklenburg-Vorpommern	Deutschland	Echinoidea
Sagor (Zagorje ob Savi)	Slowenien	Plantae
Sahel Alma (Sach el Aalma)	Libanon	Osteichthyes
Šahy (Ipolyshag), Hont	Slowakische Republik	Anthozoa
Saint-Pierre-du-Mont, Dép. Landes	Frankreich	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Crustacea, Echinoidea
Saint-Sauveur-le-Vicomte, Dép. Manche, Normandie	Frankreich	Cephalopoda
Salzhausen, Wetterau, Hessen	Deutschland	Plantae
Samandağ (Suedia, Seleukia Pieria), Orontestal	Türkei	Echinoidea
Samuszyn, Warschau	Polen	Crinoidea
San Cassiano (Sankt Kassian), Trentino-Südtirol	Italien	Echinoidea, Gastropoda
San Eusebio, Bassano del Grappa, Veneto, Vicenza	Italien	Gastropoda
Sankt Gallen, Liezen, Steiermark	Österreich	Bivalvia, Plantae
Sankt Ingbert, Saarland	Deutschland	Plantae
Sankt Katharinen-Berg, Rouen, Dép. Seine-Maritime	Frankreich	Cephalopoda, Bivalvia, Brachiopoda, Echinoidea, Gastropoda
Sankt Kathrein am Hauenstein, Steiermark	Österreich	Plantae
Sankt Petersburg	Russland	Osteichthyes, Trilobita
Wolfgangsee, Oberösterreich	Österreich	Bivalvia
Santa Croce, Belluno, Veneto	Italien	Bivalvia
Sausal (?), Steiermark	Österreich	Bivalvia
Scarborough, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Cephalopoda, Plantae
Schio, Vicenza, Veneto	Italien	Crustacea, Echinoidea
Schmiden, Fellbach, Haßmersheim, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Schönstein (Dolní Životice), Troppau (Opava)	Tschechische Republik	Plantae
Schwalmenstock, Wägital, Kanton Schwyz	Schweiz	Echinoidea
Seefeld, Tirol	Österreich	Osteichthyes
Selby, Leeds, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Plantae
Sibinj (Sibin)	Kroatien	Bivalvia, Gastropoda
Sievering, Döbling, Wien	Österreich	Bivalvia, Gastropoda
Sinsheim, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Crinoidea
Sint Pietersberg (Petersberg, Mont Saint Pierre), Maastricht, Prov. Limburg	Niederlande	Bivalvia, Chondrichthyes, Echinoidea, Foraminiferida, Reptilia
Simmering, Wien	Österreich	Plantae
Sisikon an der Axenstraße, Kanton Uri	Schweiz	Foraminiferida

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Mitteljura, Bathonium–Callovium, Ranville Limestone	Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium, Hallstätter Kalk	
Quartär, Pleistozän	Gregor Graf von Rasumofsky (vermutete Handschrift)
Oberdevon, Frasnium	
Neogen, Miozän, Pannonium	Excellenz Ritter Joseph von Hauer
Oberkreide, Campanium–Maastrichtium, Formation de la Craie blanche	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium	
Jura	
Unterjura	Gubernialrath Johann Nepomuk Ritter von Sacher
Mitteltrias	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Eozän, Lutetium	Tibaldi
Unterkreide, Valanginium–Hauterivium	J.S. Tribo
Silur, Wenlock	Heidelberger Comptoir
Unterkreide	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Barremium–Hauterivium, Rossfeld-Formation	
Oberkreide, Cenomanium	Heidelberger Comptoir, École des mines à Paris
Obertrias, Karnium–Norium, Hallstätter Kalk	
Neogen, Miozän	
Oberkreide, Maastrichtium, Schreibkreide-Gruppe, Hemmoor-Formation	Heidelberger Comptoir
Paläogen, Oligozän, Egerium, Trbovlje Formation, Pseudosocka beds	1850
Oberkreide, Santonium	Bergrath Joseph Russegger
Neogen, Miozän, Badenium	
Mitteljura, Bathonium	École des mines à Paris
Silur, Pridoli, Saint-Sauveur-le-Vicomte Formation	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Salzhausen-Schichten	Heidelberger Comptoir
Pliozän, Piacenzium, Samandağ Formation	Bergrath Joseph Russegger
Unterjura	Gubernialrath Johann Nepomuk Ritter von Sacher
Obertrias, Anisium–Karnium, San Cassiano Formation	Heidelberger Comptoir
Eozän, Priabonium, Pradelgiglio-Formation	
Oberkreide, Coniacium, Gosau-Gruppe	
Oberkarbon, Westfalium, Langsettium–Duckmantium, Saar-Subgruppe, Sankt Ingbert-Formation	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Cenomanium	École des mines à Paris
Neogen, Miozän, Badenium	
Osteichthyes: Devon; Trilobita, Cephalopoda: Ordovizium	Gregor Graf von Rasumofsky
Oberkreide, Turonium–Coniacium, Gosau-Gruppe; Unterjura Sinemurium	Friedrich Simony
Oberkreide	
Miozän	
Plantae: Mitteljura, Bajocium–Bathonium, Ravenscar Group, Scalby Formation; Evertebrata: Bathonium, Great Oolite Group	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Oligozän, Chattium, Schio-Schichten	
Mitteltrias, Anisium, Trochitenkalk-Formation, Hassmersheim-Subformation	Heidelberger Comptoir
Unterkarbon	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Albium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Obertrias, Norium, Alaunium, Seefeld-Formation	
Karbon, Westfalium (Duckmantian)	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Pliozän, Viviparus beds	
Neogen, Miozän, Badenium, Leithakalk	
Mitteltrias, Karnium, Stuttgart-Formation	Heidelberger Comptoir
Oberkreide, Maastrichtium, Maastricht-Formation	Heidelberger Comptoir; Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Pannonium	
Unterkreide–Oberkreide, Aptium–Cenomanium, Garschella-Formation	

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Sizilien	Italien	Scaphopoda
Skryje nad Berounkou (Skreje, Skrei, Skrey), Křivoklát (Pürglitz), Böhmen	Tschechische Republik	Trilobita
Socka (Sotzka)	Slowenien	Fungi, Plantae
Solnhofen (Sohlenhofen, Sollenhofen), Altmühltal, Bayern	Deutschland	Cephalopoda, Osteichthyes
Sommeraukogel, Hallstatt, Oberösterreich	Österreich	Cephalopoda
Sonnberg, Guttaring, Krappfeld, Kärnten	Österreich	Bivalvia, Foraminiferida, Gastropoda
Sonnwendjoch, Brixlegg, Tirol	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Cephalopoda, Gastropoda
Sooß, Baden, Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Bivalvia, Bryozoa, Gastropoda, Foraminiferida, Scaphopoda
Špania Dolina (Herrengrund), Banská Bystrica (Neusohl)	Slowakische Republik	Cephalopoda
Stari Szlankamen (Alt-Slankamen), Novi Sad, Voijvodina	Serbien	Bivalvia
Steinbergkogel, Oberösterreich	Österreich	Cephalopoda
Steinebrunn (Steinabrunn), Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Bryozoa, Bivalvia, Echinoidea, Gastropoda
Stinkenbrunn, Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Stofelwand am Fluhbrig S Einsiedeln, Kanton Schwyz	Schweiz	Echinoidea
Štramberk (Stramberg), Mähren	Tschechische Republik	Bivalvia
Strehla, Bautzen, Sachsen	Deutschland	Brachiopoda
Strehlen, Dresden, Sachsen	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Chondrichthyes, Gastropoda, Echinoidea, Plantae, Vermes
Streitberg, Franken, Bayern	Deutschland	Brachiopoda, Bryozoa, Cephalopoda, Crinoidea, Echinoidea, Porifera
Stuifen (Kaiserberge), Wißgoldingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda, Bivalvia
Stuttgart (Feuerbacher Heide), Baden-Württemberg	Deutschland	Amphibia, Chondrichthyes, Plantae
Suedie, Orontestal	Syrien	Echinoidea
Sulzbad (Soultz-les-Bains), Straßburg, Dép. Bas-Rhin	Frankreich	Bivalvia
Suersser Briex am Deister, Hannover, Niedersachsen	Deutschland	Plantae
Svatoňovice (Schwadowitz)	Tschechische Republik	Plantae
Svinica (Swinica)	Slowakische Republik	Mammalia
Swansea, Wales	Vereinigtes Königreich	Plantae
Swindon, Chippenham, Wiltshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Cephalopoda
Swoszovice, Krakau (Kraków)	Polen	Plantae
Tapolca, Miskolc Tapolca, Borsod-Abaúj-Zemplén	Ungarn	Bivalvia
Terebowlja, Ternopil (Tarnopol)	Ukraine	Bivalvia
Ternopil (Tarnopol)	Ukraine	Foraminiferida
Tetin (Tetín), Beroun (Beraun), Böhmen	Tschechische Republik	Brachiopoda
Teufelsjoch(-Kaltenwang), Bad Boll(- Eckwälden), Bad Boll, Gruibingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Thiverval-Grignon, Dép. Yvelines	Frankreich	Anthozoa, Bivalvia, Gastropoda
Thurnau, Franken, Bayern	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda, Echinoidea, Polychaeta
Tierfäderen (Thierfedern), Unteriberg, Kanton Schwyz	Schweiz	Cephalopoda
Tihany, Veszprem	Ungarn	Gastropoda
Tournai (Dornick, Doornik, Tournay), Wallonien	Belgien	Anthozoa, Bivalvia, Brachiopoda, Crinoidea, Gastropoda
Trenčín (Trentschin), Teplice (Teplitz-Schönau)	Slowakische Republik	Cephalopoda
Turnu Roşu, Porceşti (Porcsesd, Porscheschd), Sibiu (Nagyszeben), Siebenbürgen	Rumänien	Osteichthyes, Chondrichthyes
Úhošťany (Atschau), Kaaden (Kadaň), möglicherweise Zadní vrch Hill	Tschechische Republik	Plantae
Umbrien (ohne Fundort)	Italien	Echinoidea

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Neogen, Miozän	Heidelberger Comptoir
Mittelkambrium, Jince-Formation	Hofrath Michael Layer, Sammlung Barrande, „Alte Sammlung“
Paläogen, Oligozän, Egerium, Trbovlje-Formation	
Oberjura, Tithonium, Solnhofen-Formation	Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium–Norium, Hallstätter Kalk	
Paläogen, Paleozän–Eozän, Danium–Lutetium, Guttaring-Gruppe, Sittenberg-Formation	
Oberkreide, Turonium, Gosau-Gruppe	
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Formation, Obere Lageniden-Zone	Excellenz Ritter Joseph von Hauer
Unterjura	
Neogen, Miozän, Badenium, Obere Lageniden-Zone	
Obertrias, Norium, Sevatium, Hallstätter Kalk	
Neogen, Miozän, Badenium, Baden-Formation, Obere Lageniden-Zone	Excellenz Ritter Joseph von Hauer, Biedermeierfläschchen
Neogen, Miozän, Karpatium, Laa-Formation	
Unterkreide, Albium, Sellamatt-Schichten	
Oberjura–Unterkreide, Kimmeridgium–Berriasium, Štramberkkalk	
Oberkreide, Cenomanium–Coniacium, Elbtal-Gruppe	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Oberkreide, Turonium, Strehlen-Formation, Plänerkalk-Gruppe	Heidelberger Comptoir, Dr. Günther
Oberjura, Oxfordium, Weißjura-Gruppe, Streitberg-Subformation	Heidelberger Comptoir, Biedermeierfläschchen
Oberjura, Kimmeridgium	Bergrath Dr. Hehl, Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium, Stuttgart-Formation	Bergrath Dr. Hehl
Kreide	Russeggers Reisen
Untertrias	Heidelberger Comptoir
Unterkreide, Berriasium, Bückeberg-Gruppe, Deister-Formation	
Karbon, Stephanium	
Neogen	1845
Karbon, Tournaisium–Viseum, Carboniferous Limestone Supergroup	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Kimmeridgium, Kimmeridge Clay	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Badenium	
Neogen, Miozän, Badenium	
Neogen, Miozän, Badenium	Wolf, 1846
Neogen, Miozän, Badenium	
Devon, Pragium, Prag Formation	
Mitteljura	Bergrath Dr. Hehl
Paläogen, Eozän, Lutetium, Falunière de Grignon	Heidelberger Comptoir; École des mines à Paris, Bergrath Joseph Russegger; Biedermeierfläschchen; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Oxfordium	Heidelberger Comptoir
Kreide	
Neogen, Miozän, Sarmatium	
Karbon, Tournaisium	Heidelberger Comptoir
Unterjura	
Paläogen, Eozän, Priabonium, Nișului Valley Formation	Johann Ludwig Neugeboren, 1846
Paläogen, Oligozän	
Oberkreide–Eozän, Scaglia Rossa Formation	

Fundort / Region	Staat	Fossilgruppe(n)
Urnersee (Vierwaldstättersee), Tellsplatte, Kanton Uri und Schwyz	Schweiz	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea
Vaches noires, Villers-sur-Mer, Dives-sur-Mer, Dép. Calvados	Frankreich	Echinoidea, Crinoidea
Vaihingen, Stuttgart, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda
Val de Travers, La Presta (Asphaltmine), Kanton Neuenburg	Schweiz	Brachiopoda, Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda
Valle di San Martino, San Gregorio, Belluno, Veneto	Italien	Bivalvia
Valle Pokoujidol, Hvar (Lesina)	Kroatien	Bivalvia
Valle San Floriano, Marostica, Vicenza, Veneto	Italien	Crustacea, Gastropoda, Vermes
Vermága (Vormága, Vărmaga), Siebenbürgen	Rumänien	Bivalvia
Vezzan, Belluno, Veneto	Italien	Bivalvia
Verona, Veneto	Italien	Cephalopoda
Villebois, Dép. Ain	Frankreich	Cephalopoda
Vingelz (Vigneules), Biel, Kanton Bern	Schweiz	Cephalopoda, Echinoidea, Gastropoda
Visé, Wallonien	Belgien	Anthozoa, Agnatha, Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Crinoidea, Crustacea, Gastropoda, Scaphopoda, Trilobita
Voitelsbrunn (Sedlec), Mikulov	Tschechische Republik	Bivalvia
Volano, Rovereto, Trentino-Südtirol	Italien	Cephalopoda
Waagbistritz (Považská Bystrica)	Slowakische Republik	Bivalvia
Walddorf, Altensteig, Calw, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia
Walton-on-the-Naze, Suffolk, England	Vereinigtes Königreich	Gastropoda
Wannenalp bei Iberg, Kanton Schwyz	Schweiz	Cephalopoda, Bivalvia, Brachiopoda, Gastropoda
Warminster, Wiltshire, England	Vereinigtes Königreich	Brachiopoda, Echinoidea
Waschberg, Stockerau, Niederösterreich	Österreich	Anthozoa, Foraminiferida
Wasseralfingen, Aalen, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Cephalopoda
Weinheim (Alzey), Rheinland-Pfalz	Deutschland	Bivalvia, Gastropoda
Wenlock Edge, Much Wenlock, Shropshire	Vereinigtes Königreich	Brachiopoda
Whitby, North Yorkshire, England	Vereinigtes Königreich	Bivalvia, Cephalopoda, Gastropoda, Plantae, Reptilia, Scaphopoda
Wiedendorf (Widendorf), Niederösterreich	Österreich	Bivalvia
Wieliczka, Krakow (Krakau), Kleinpolen	Polen	Plantae
Wien, Landstraße (Arsenal)	Österreich	Plantae
Wien, Liesing, Mauer	Österreich	Bivalvia
Wien, Wieden	Österreich	Gastropoda
Wiesbaden, Hessen	Deutschland	Gastropoda
Wiesensteig, Göppingen, Stuttgart, Baden-Württemberg	Deutschland	Brachiopoda
Wildon, Steiermark	Österreich	Bivalvia, Anthozoa
Wissenbach, Hessen	Deutschland	Cephalopoda
Wittberg, Metzingen, Baden-Württemberg	Deutschland	Cephalopoda
Würzburg, Franken, Bayern	Deutschland	Brachiopoda
Žacléř (Schatzlar)	Tschechische Republik	Plantae
Zakopane, Kleinpolen	Polen	Brachiopoda
Zell unter Aichelberg, Bad Boll, Baden-Württemberg	Deutschland	Bivalvia, Brachiopoda, Cephalopoda, Gastropoda, Osteichthyes, Plantae
Zemanske Podhradj, Nové Mesto nad Váhom (Waag-Neustadtl)	Slowakische Republik	Cephalopoda
Zeubach, Waischenfeld, Bayern	Deutschland	Bivalvia
Zillingdorf, Niederösterreich/Neufeld an der Leitha, Burgenland	Österreich	Plantae
Zöbing, Krems, Niederösterreich	Österreich	Plantae
Zweibrücken, Rheinland-Pfalz	Deutschland	Bivalvia

Tab. 1.
Übersicht von mehr als 400 Fundorten und deren Fossilgruppen aus der Zeit des „Montanistischen Museums“.

Stratigrafie	Etikett „Montanistisches Museum“
Kreide–Paläogen	
Mitteljura, Callovium, Marnes de Dives	Heidelberger Comptoir
Obertrias, Karnium, Stuttgart-Formation	Bergrath Dr. Hehl; Heidelberger Comptoir
Unterkreide, Aptium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Paläogen, Oligozän, Chattium	
Oberkreide, Cenomanium–Coniacium, Milna-Formation – Gornji Humac Formation	
Paläogen, Eozän	
Jura	
Paläogen, Oligozän, Chattium	
Jura, Bathonium	
Unterjura, Toarcium	Heidelberger Comptoir
Unterkreide, Valanginium–Hauterivium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Karbon, Viseum	
Neogen, Miozän, Badenium	
Unterjura	
Oberkreide, Coniacium	
Mitteltrias, Anisium–Ladinium	Bergrath Dr. Hehl
Pliozän, Red Crag Formation / Paläogen, Eozän, London Clay Formation	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Albium, Wannenalp-Schichten	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Unterkreide, Aptium-Albium, Lower Greensand Group	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Eozän, Ypresium–Lutetium, Waschberg-Formation	
Mitteljura, Aalenium, Opalinuston-Formation	Heidelberger Comptoir; Bergrath Dr. Hehl
Paläogen, Oligozän, Rupelium, Selztal-Gruppe, Alzey-Formation	Heidelberger Comptoir
Silur, Wenlock, Much Wenlock Limestone Formation	
Unterjura, Toarcium, Whitby Mudstone Formation; Plantae: Mitteljura, Aalenium, Saltwick Formation	Heidelberger Comptoir; Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Neogen, Miozän, Eggenburgium, Fels-Formation	
Neogen, Miozän, Badenium, Wielicium	Russegger
Miozän, Pannonium	
Neogen, Miozän, Sarmatium	
Neogen, Miozän, Pannonium	
Neogen, Miozän, Aquitanium	Franz Hauer & Moriz Hörnes, Reise 1848
Oberjura, Kimmeridgium, Lacunosamergel-Formation	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Badenium, Leithakalk	Karl Spi(e)ske
Devon, Emsium–Givetium, Wissenbacher Schiefer-Formation	Heidelberger Comptoir
Unterjura, Toarcium, Posidonienschiefer-Formation	Heidelberger Comptoir
Mitteltrias	Heidelberger Comptoir
Karbon, Westfalium, Langsettium–Duckmantium, Žacléř Formation	
Unterjura, Pliensbachium–Toarcium	Gubernialrath Johann Nepomuk Ritter von Sacher
Unterjura, Pliensbachium	Bergrath Dr. Hehl; Präsident der niederrheinischen Handelskammer F.W. Höninghaus; Heidelberger Comptoir
Unterjura	
Mitteljura–Oberjura	Heidelberger Comptoir
Neogen, Miozän, Pontium	
Perm	
Untertrias, Olenekium–Indusium	Heidelberger Comptoir

Gerätschaften und Modelle aus der Zeit des „Montanistischen Museums“

In die Zeit des „Montanistischen Museums“ fällt auch das Wirken von Simon Plößl (* 19. September 1794 in Wien; † 29. Jänner 1868 ebenda), der ab 1823 eine Optikerwerkstätte in Wien betrieb. Zwei von ursprünglich drei angekauften Plößl-Mikroskopen, die in einem Eingangsregister der k. k. Geologischen Reichsanstalt („Inventar II wissenschaftliche Instrumente, Geräthe und Verschiedenes“) mit Stand für die Jahre 1875 bis 1915) erfasst wurden, sind noch heute in der Geologischen Bundesanstalt erhalten (Abb. 34). HAIDINGER (1843: 10) erwähnt, dass im Saal Nr. 1 (Systematische Sammlungen) des „Montanistischen Museums“ ein Plößl’sches Mikroskop aufgestellt war. Hier waren auch „*die von Prüfer verfertigten Krystallmodelle zum Gebrauche bereit*.“

In dem oben zitierten Eingangsregister werden auch Kristallmodelle erwähnt: 1) Kristallmodelle aus Holz, Stand 1875: 400 Stück, 1886: 322 (dokumentiert bis Ende 1915) und Kristallmodelle aus Pappendeckel, Stand 1875: 38 Stück, 1886: 0. HAIDINGER (1848c: 92) erwähnt des Weiteren „*Serien von Krystallmodellen, theils in größerem Maßstabe von Pappe und Holz gefertigt, theils in der gewöhnlichen Größe zum Studium der Krystallographie*.“ Letztere sollen 400 Stück betragen. Von diesem Bestand sind heutzutage nur noch 308 Exemplare aus Holz erhalten (Abb. 35), darunter auch ein größeres Exemplar eines beschrifteten Holzmodells. Die Beispiele in SCHEMM-GREGORY & HENRIQUES (2013: 113) von der Firma F. Krantz entsprechen nicht den Modellen in der GBA-Sammlung, da erstere eine Beschriftung und Nummerierung tragen.

Sehr wahrscheinlich wurden die Holzmodelle von Carl Prüfer (* ca. 1800 in Sachsen, Deutschland; † 20. Februar 1865 in Wien), der erst Tischler in Sachsen war und später Schüler von Friedrich Mohs in Wien am k. k. Hofmineraliencabinett wurde, angefertigt. Diese Institution bekam Prüfers erste Mustersammlung. Prüfer galt als bekannter Kristallmodellhersteller seiner Zeit und verkaufte auch Mineralien in Wien (FITZ, 1993: 58). HÖRNES (1865: 76–77) verlas in der Sitzung am 21. März 1865 einen Nachruf auf Prüfer, dessen biografische Angaben von Moriz Hörnes stammten und in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt abgedruckt wurden. Prüfer hatte viele Reihen Kristallmodelle produziert, so auch „*Für unsern Mohs, noch unter dem verewigten Fürsten v. Lobkowitz für die einzuleitenden Vorträge an die jungen k. k. Montanbe-*

Abb. 34.
Plößl-Mikroskop aus dem Bestand der Geologischen Bundesanstalt, um 1850; Inv. Nr. GBA544/135 (Foto: Robert Krickl).

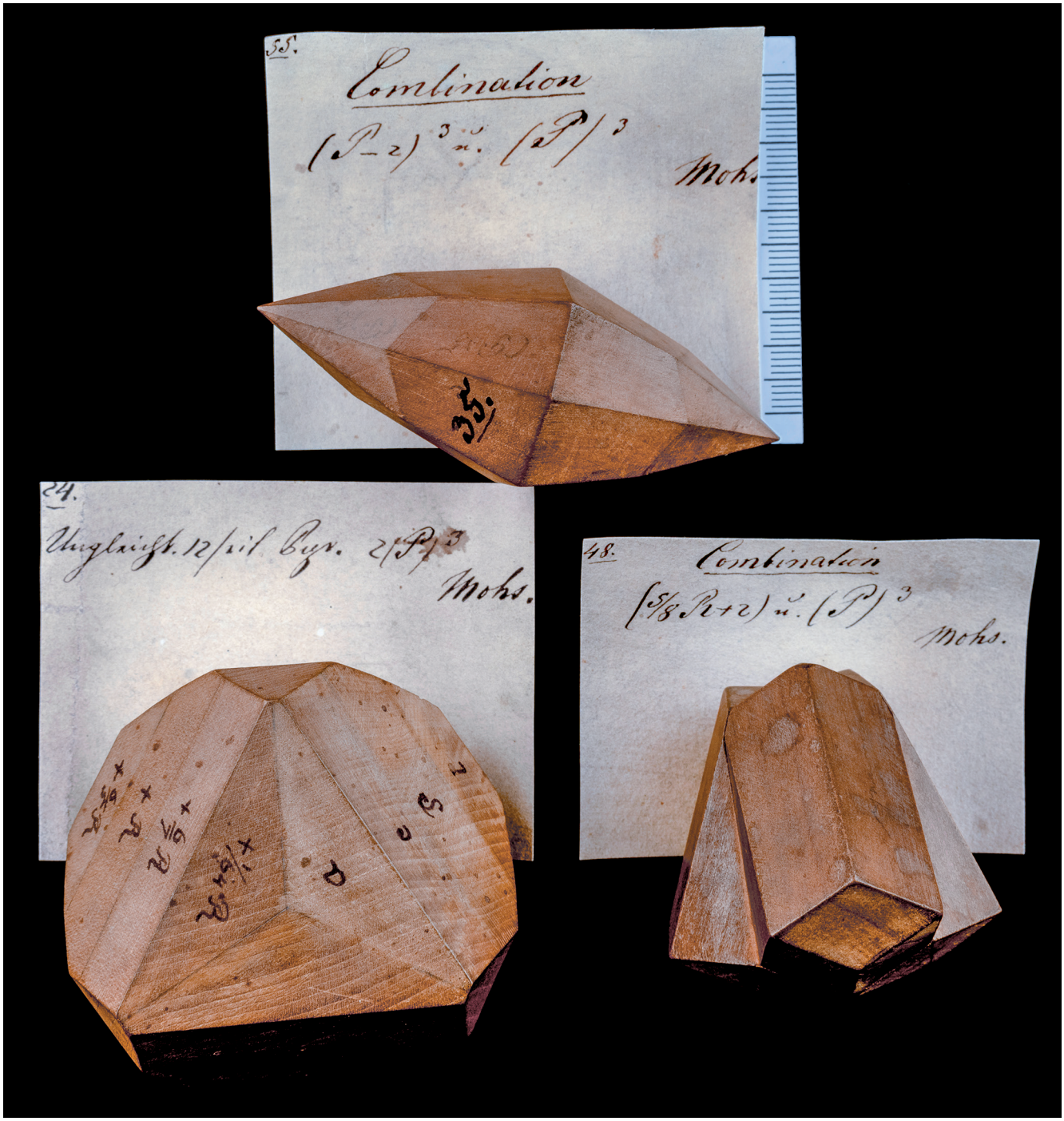


Abb. 35.
Verschiedene Kristallmodelle aus Holz aus der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien mit Etiketten unbekannter Handschrift (nicht von Friedrich Mohs; siehe Vergleich mit den vier Tafeln in FLÜGEL (2006: 83–86) (Foto: Robert Krickl).

amten, hatte er jene grossen, weisslackirten [sic!] *Modelle gefertigt.*“ (HAIDINGER, 1865: 77). Jedoch auch für die „*raschere, mehr fabriksmässige Darstellung der Holzmodelle hatte Prüfer einen eigenen Apparat aufgestellt*.“ Dadurch konnte er viele Unterrichtsanstalten mit Lehrmitteln versorgen. In PARTSCH (1855: 94–95) wird ebenfalls Carl Prüfer als sehr genauer Anfertiger von Holzkristallmodellen erwähnt. Allerdings beschreibt Partsch die Modelle folgendermaßen: „*Diese sind oder werden sämmtlich auf Drähten nach den Axen aufrecht gestellt und die Krystallflächen mit Buchstaben bezeichnet*.“ Die heute einzigen in der GBA verwahrten Holzmodelle dürften in der Art der „fabriksmäßigen“ Modelle gearbeitet sein (Abb. 35). Es liegen vereinzelte Exemplare mit drehbaren Achsen vor.

Schlussfolgerung

In den weitläufigen Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien sind zahlreiche geowissenschaftliche Objekte, davon Vertreter von mindestens 26 Fossilgroßgruppen und Fossilien von mehr als 430 Fundorten des In- und Auslandes erhalten geblieben, die nachweislich in der Zeit von 1835 bis 1851, als das „Montanistische Mu-

seum“ (1835–1849) und die Nachläuferorganisation k. k. Geologische Reichsanstalt in dem Gebäude der heutigen Münze Österreich AG existierte, aufgesammelt wurden. Wahrscheinlich sind aber sehr viel mehr Fossilien, die in Publikationen verewigt wurden oder durch Normetiketten mit Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ und typischen Nummerierungen in früherer Zeit erkennbar waren, im heutigen Sammlungsbestand existent. Doch muss man zumindest hinsichtlich des heutigen Mineralbestandes zustimmen, wenn Exel & Stojaspal (1995: 19) anmerken, die Reste seien als bescheiden anzusehen. Auch Sieber (1973: 110) schließt sich dieser Meinung hinsichtlich der Fossilien an.

Die typischen Nummerierungen und Normetiketten mit der Aufschrift „k. k. montanistisches Museum“ bzw. die Stücke selbst könnten allerdings zum Teil verloren gegangen sein, wie z.B. durch Bombenschäden im Zweiten Weltkrieg (siehe Exel & Stojaspal, 1995: 17–18), Unterbringung in feuchten Kellern, Ausdünnen von Beständen aus Platzgründen oder durch nicht mehr ganz nachvollziehbare Umstände. Nachweislich kam es auch zu dauerhaften Übernahmen von anderen Institutionen. Der Verdacht liegt nahe, dass es nicht unwahrscheinlich wäre, wenn die Etiketten mit dem Aufdruck „k. k. montanistisches Museum“ nach der Übernahme des Materials in das Museum der Geologischen Reichsanstalt entfernt worden sind, als die Etiketten mit der Aufschrift „k. k. Geologische Reichsanstalt“ in die jeweiligen Schachteln gelegt wurden.

Normalerweise beherbergen heutzutage sehr viele Schachteln mit Reichsanstalts- oder Bundesanstaltsetiketten auch Voretiketten. Wahrscheinlich wurden die Voretiketten des „Montanistischen Museums“, die ja die Aufsammlerdaten beinhalten und dadurch historische Merkmale besitzen, bewusst geschützt und die offiziellen Etiketten der aktuellen Institution verwendet, jedoch die mit „k. k. montanistisches Museum“ bedruckten der Vorläuferorganisation vernichtet und durch GRA-Etiketten ersetzt, da diese Institution nun nicht mehr existierte. Wären sie aufgehoben worden, wären sie auch zu Voretiketten geworden. Die Unsitte, Voretiketten zu vernichten, war offenbar in älterer Zeit kein Einzelfall, wie Svojtka (2007: 180) in Bezug auf die Universität Wien berichtet.

Danksagung und Randbemerkungen

Besonders herzlich möchte ich mich bei unserer Sammlungsassistentin Johanna Wallner (Wien) für ihre langjährige wertvolle Unterstützung in allen Sammlungsteilen der GBA bedanken. Ilka Wünsche, Eva Hasenzagel und Oleg Mandic (Wien), sowie Franz Tatzreiter (Eichgraben) und Barbara Meller (Salzburg) danke ich sehr für die Unterstützung durch Recherchen, Ordnen und Dateneingaben zu Objekten des „Montanistischen Museums“ während der jeweiligen Mitarbeit in den Sammlungen der GBA zwischen 2004, dem Zeitpunkt der fachlichen Überantwortung der hauptsächlich paläontologischen Sammlungen an die Autorin durch den damaligen Direktor Hans Peter Schönlaub, und 2017. Franz Stojaspal († 2012, Mauerbach, Niederösterreich) begann die Vorarbeiten zur Sammlung „Montanistisches Museum“ und hinterließ eine kurze handschriftliche Liste mit Informationen zu der Zeit von 1835–1849, möglicherweise angelegt für die Arbeit von Exel & Stojaspal (1995) oder Stojaspal (1999), die die Autorin inspirierte, die Angaben zu erweitern und vorliegende Arbeit zu verfassen. Gerne denke ich an die Zeit, in der ich im Palais Rasumofsky im ehemaligen „Saal f“ (siehe Senoner, 1862: 25; zu damaliger Zeit „Kaisersaal“, mit der Aufstellung der Geognostisch-geographischen Sammlung) in geschichtsträchtiger Umgebung von 1993–2004 arbeiten durfte. Als kleines Detail möge hier erwähnt werden, dass sich im Jahr 2019 Alexander von Humboldts (1769–1859) 250. Geburtstag jährt. In einem Schreiben von 1856 teilte dieser dem damaligen Wiener Bürgermeister Freiherr Johann Kaspar von Seiller (1802–1888) mit: „*Die geologische Reichs-Anstalt steht als ein schwer zu erreichendes Muster da*.“ (Senoner, 1862: 3).

Albert Schedl (Wien) bereicherte durch Literaturhinweise und Gespräche zu historischen Zusammenhängen, sowie die Durchsicht großer Teile des Manuskriptes, die Inhalte dieser Arbeit, wofür ich ihm ganz herzlich danke. Sebastian Pfleiderer half bei der Übersetzung eines handschriftlichen Voretiketts, das in französischer Sprache verfasst ist. Holger Gebhardt begutachtete freundlicherweise in einem frühen Stadium der Publikation die Angaben zur Fundortliste hinsichtlich der Stratigrafie. Florian Hödl scannte dankenswerterweise Fotos von verschiedenen Ansichten im Palais Rasumofsky ein, die von Ilse Draxler zur Verfügung gestellt wurden. Robert Krickl sei für die Fotografien und Elfi Dörflinger und Monika Brüggemann-Ledolter für die Bearbeitung derselben gedankt. Bei der Umsetzung der Publikation wurde ich durch Lektor Christian Cermak und Redakteur Christoph Janda sehr kompetent und geduldig unterstützt. Den zahlreichen, hier nicht namentlich genannten Verwaltungspraktikanten, Zivildienern und Mitarbeitern der GBA, die seit vielen Jahren alte Publikationen digitalisiert haben und dadurch die Literaturrecherchen enorm erleichtert haben, gebührt meine große Anerkennung. Zu guter Letzt bedanke ich mich für das Verständnis meines Mannes Leo und meines Sohnes Paul für kleine Hilfestellungen und ihre Geduld mit meinem „Ausflug in die Vergangenheit“.

Zitierte Literatur

Aguillon, L. (1889): L'École des mines de Paris. Notice historique. – 261 S., Paris (Vve Dunod). http://www.musee.mines-paristech.fr/Our-Collections/History/ (abgerufen am 22.07.2019)

Bachl-Hofmann, C. (1999): Die Geologische Reichsanstalt von 1849 bis zum Ende des Ersten Weltkriegs. – In: Bachl-Hofmann, C., Cernajsek, T., Hofmann, T. & Schedl, A.: Die Geologische Bundesanstalt in Wien – 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 55–77, Wien (Böhlau).

Barrande, J. (1847): Ueber die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 357–475, Wien.

Barrande, J. (1848): Ueber die Brachiopoden der silurischen Schichten von Böhmen. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **2**, 153–256, Wien.

Barrande, J. (1850): Entwicklungsgeschichte von *Sao hirsuta*. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6** (1850), 48–52, Wien.

Bidner, T. (1998): Zur Geschichte der erdwissenschaftlichen Erforschung Tirols. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **78**, 15–36, Innsbruck.

Bosbach, F. & Davis, J.R. (2007): Windsor-Coburg: Geteilter Nachlass – Gemeinsames Erbe. Eine Dynastie und ihre Sammlungen. – 219 S., München.

Brongniart, A. (1828): Prodrome d'une Histoire des Végétaux fossiles. – VIII + 223 S., Paris (F.G. Levrault).

Cernajsek, T. (1996): Wilhelm Karl Ritter von Haidinger – der erste geowissenschaftliche Manager Österreichs. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **53**, 5–13, Wien.

Cernajsek, T. (1999): Die Lehrtätigkeit am Montanistischen Museum in Wien (1835–1848). – In: Kulturne Dedicstvo v Banskych, Metalurgickych a Geologickych Vedach: Kniznice – Archivy – Muzea: Tradicie Banskeho Skolstva vo Svete: Resume, 61–71, Banská Štiavnica.

Čžjžek, J. (1849): Geognostische Karte der Umgebungen Wien's 1:96.000. – 1 Karte, Wien (Braumüller).

De Lapparent de Broin, F., Bour, R. & Perälä, J. (2006): Morphological definition of *Eurotestudo* (Testudinidae, Chelonii): First Part. – Annales de Paléontologie, **92** (2006), 255–304, Paris.

Deschmann, C. (1866): Heinrich Freyer. Ein Nekrolog. – Separatabdruck aus der „Laibacher Zeitung" vom 24. und 25. August 1866, 1–14, Laibach (Druck Kleinmayr & Bamberg, Verlag des Verfassers).

Dlussky, G.M. & Putyatina, T.S. (2014): Early Miocene ants (Hymenoptera, Formicidae) from Radoboj, Croatia. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **272**/3, 237–285, Stuttgart.

Egg, E. (1973): Chronik des Ferdinandeums 1823 bis 1873. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **53**, 5–93, Innsbruck.

Ernst, C. (1894): Hofrath Adolf Patera †. – Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen: Vereins-Mittheilungen, **13**, 72–73, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1850): Fossile Pflanzen aus der Gegend von Sotzka in Untersteiermark [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 175, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1851a): Notiz über die fossile Flora von Wien. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 39–46, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1851b): Die fossile Flora der nächsten Umgebung von Bilin und Teplitz [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 154–155, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1852): Ueber *Palaeobromelia*, ein neues fossiles Pflanzengeschlecht. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**/3, 1–10, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1867): Die fossile Flora des Tertiär-Beckens von Bilin. I. Theil (enthaltend die Thallophyten, kryptogamischen Gefässpflanzen, Monokotyledonen, Coniferen, Julifloren und Oleraceen). – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **26**/1, 79–174, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1868): Die fossile Fora des Tertiär-Beckens von Bilin. II. Theil. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **28**/1, 191–242, Wien.

Ettingshausen, C. v. (1869): Die fossile Flora des Tertiär-Beckens von Bilin. III. Theil. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **29**/1, 1–110, Wien.

Exel, R. (1993): Die Mineralien und Erzlagerstätten Österreichs: Vorkommen, Verwendung und wirtschaftliche Bedeutung, Geologie der Lagerstätten, Geschichte der mineralogischen Erforschung Österreichs, Sammlungswesen und Mineralienhandel: mit Lexikon der Mineralien Österreichs. – 447 S., Wien (Eigenverlag).

Exel, R. (2006): Neues über Viktor Leopold Ritter von Zepharovich (* 13.4.1830, † 24.2.1890) – Leben und Werk des österreichischen Montanisten, Geologen und Mineralogen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**/3–4, 173–194, Wien.

Exel, R. & Stojaspal, F. (1995): Aufbau und Verfall der Sammlungen des „k. k. montanistischen Museums" in Wien (1835–1849) und erste Angaben zu ihrer Kennzeichnung: Denkschrift zur 200. Wiederkehr des Geburtstages (5. Feb. 1795) von Wilhelm von Haidinger. – Mineralogische Rundschau, **2**/3, 13–22, Wien.

Fischer, J. & Reich, M. (2013): On the Early Cretaceous chondrichthyan egg capsule *Palaeoxyris jugleri* (von Ettingshausen) also known as *Spirangium*. – In: Schwarz, C. & Kriwet, J.: 6th International Meeting on Mesozoic Fishes, August 4th–10th 2013, 24, Vienna.

Fischer, M., Moschner, I. & Schönmann, R. (1976): Das Naturhistorische Museum in Wien und seine Geschichte. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **80**, 1–24, Wien.

Fitz, O. (1993): Eine Sammlung erzählt: Beitrag zu Inhalt und Geschichte der Mineralien- und Gesteinssammlung an der Abteilung Baugeologie des Institutes für Bodenforschung und Baugeologie, Universität für Bodenkultur Wien. – Mitteilungen des Institutes für Bodenforschung und Baugeologie, Abteilung Baugeologie, Universität für Bodenkultur Wien, Sonderheft, **1**, 1–80, Wien.

Flügel, H. (2006): Ein Brief von Friederich Mohs an Abraham Werner über seine „Berufung" nach Graz. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **8**, 73–86, Graz.

Foetterle, F. (1850a): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten u.s.w.: Vom 1. Juli bis 30. September 1850. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 552–559, Wien.

Foetterle, F. (1850b): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten u.s.w.: Vom 2. Oktober bis 30. December 1850. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 734–740, Wien.

Foetterle, F. (1851): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten u.s.w. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 133–136, Wien.

FOETTERLE, F. (1863): Nachricht von dem am 2. d. M. in seinem 88. Lebensjahre erfolgten Hinscheiden des langjährigen hohen Gönners, des pensionirten [sic!] Vice-Präsidenten der k. k. allgemeinen Hofkammer Seiner Excellenz des Herrn Joseph Ritter v. Hauer [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 6, Wien.

FOETTERLE, F., HAUER, F., HÖRNES, M. & LIPOLD, M. (1856): Die Haidinger-Medaille: Bericht des Subscriptions-Ausschusses. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7**, V–XIX, Wien.

FREYER, H. (1850): Untersuchungen über Foraminiferen [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 9–10, Wien.

FRITSCHER, B. (2012): Making objects move: On minerals and their dealers in 19th century Germany. – Journal of History of Science and Technology, **5**, 84–105, Lisbon.

GEYER, G. (1924): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt für 1923. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1924**, 1–50, Wien.

GÖTZINGER, G. (1946): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1945. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 1–34, Wien.

GÖTZINGER, G. (1947): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1946. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 1–24, Wien.

GROSS, M. (1999): Die phytopaläontologische Sammlung Franz Unger am Landesmuseum Joanneum. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **1**, 5–26, Graz.

GROSS, M. & MARTIN, J. (2008): From the Palaeontological Collection of the Provincial Museum Joanneum – The Fossil Crocodylians (Crocodylia). – Joannea Geologie und Paläontologie, **10**, 91–125, Graz.

GRUBER, B. (1994): Johann Georg Ramsauer 1795–1874: Bergmeister, Sammler und Fossilienhändler. – Oberösterreichische Geonachrichten, **9**, 27–30, Linz.

GSCHLIESSER, O. (1970): Layer, Michael (1796–1851), Montanist. – ÖSTERREICHISCHES BIOGRAPHISCHES LEXIKON, 1815–1950, **5** (Lieferung 21, 1970), 55–56, Wien.

GÜMBEL, W. v. (1885): Mohs, Friedrich. – Allgemeine Deutsche Biographie, **22**, 76–79, Leipzig (Duncker & Humblot).

HAIDINGER, W. (1839): Uiber [sic!] das Vorkommen von Pflanzenresten in den Braunkohlen- und Sandstein-Gebilden des Elbogner Kreises in Böhmen, nebst einigen damit zusammenhängenden Bemerkungen. – Abhandlungen der königlichen böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, **1839**, 1–12, Prag.

HAIDINGER, W. (1841): Über eine neue Art von vorweltlichen Thier-Fährten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefacten-Kunde, **1841**, 546–548, Stuttgart.

HAIDINGER, W. (1843): Bericht über die Mineralien-Sammlung der k. k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen. – VIII + 156 S., Wien (Carl Gerold).

HAIDINGER, W. (1845): Uebersicht der Resultate mineralogischer Forschungen im Jahre 1843. – 150 S., Erlangen (Ferdinand Enke).

HAIDINGER, W. (1847a): Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 1–2, Wien.

HAIDINGER, W. (1847b): Höniger's Wiederangriff des alten Goldbergbaues in Obergrund, k. k. Schlesien. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 245–246, Wien.

HAIDINGER, W. (1848a): Sitzung vom 4. Mai 1848. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **1**, 176–189, Wien.

HAIDINGER, W. (1848b): Herr Bergrath Haidinger legte eine Reihe von Briefen der Herren v. Hauer und Hörnes vor. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **1**, 303–308, Wien.

HAIDINGER, W. (1848c): Ueber die Hilfsmittel und die Studien an dem k. k. montanistischen Museum. – Jahrbuch für den Berg- und Hüttenmann des österreichischen Kaiserstaates für das Jahr 1848, **1**, 85–108, Wien.

HAIDINGER, W. (1850a): Die Aufgabe des Sommers 1850 für die k. k. geologische Reichsanstalt in der geologischen Durchforschung des Landes. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 6–16, Wien.

HAIDINGER, W. (1850b): Das Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 153–154, Wien.

HAIDINGER, W. (1850c): Von Herrn Morlot gemachte Mittheilung über die Aufsammlung der Insecten und Pflanzenresten von Radoboj [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 53, Wien.

HAIDINGER, W. (1850d): Nachtrag aus einem Briefe von Hrn. Prof. Unger mit Einschluss von Hrn. v. Morlot [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **6**, 58–59, Wien.

HAIDINGER, W. (1851a): Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt am 4. November 1851. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 148–151, Wien.

HAIDINGER, W. (1851b): Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt am 1. April 1851. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 158–161, Wien.

HAIDINGER, W. (1857): Jahres-Ansprache [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **8**/4, 765–770, Wien.

HAIDINGER, W. (1859a): Sitzung am 22. November 1859. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1859**, 137–180, Wien.

HAIDINGER, W. (1859b): Ansprache gehalten am Schlusse des ersten Decenniums der kaiserlich-königlichen Reichsanstalt in Wien am 22. November 1859. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt im Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **10**, 137–174, Wien.

HAIDINGER, W. (1860): Sitzungsbericht vom 30. October. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1860**, 115–136, Wien.

HAIDINGER, W. (1863a): Ansprache mit Rückblick auf das k. k. montanistische Museum und die k. k. geologische Reichsanstalt [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 23–25, Wien.

HAIDINGER, W. (1863b): Sitzung am 21. Juli 1863. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1863**, 55–71, Wien.

HAIDINGER, W. (1863c): Sitzung am 3. November 1863. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Bundesanstalt, **1863**, 97–116, Wien.

HAIDINGER, W. (1869): Das kaiserlich-königliche Montanistische Museum und die Freunde der Naturwissenschaften in Wien in den Jahren 1840 bis 1850. – Erinnerungen an die Vorarbeiten zur Gründung der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt. – XII + 135 S., Wien (Wilhelm Braumüller).

HAIDINGER, W. & PARTSCH, J. (1848): Sitzung vom 4. Mai 1848: Instruction für die mit einer wissenschaftlichen Reise betrauten Herren Ritter v. Hauer und Dr. Moriz Hörnes. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **1**, 176–177, Wien.

HAMANN, G. (1985): Franz von Hauer in der altösterreichischen Wissenschaftsgeschichte. – In: PETRASCHECK, W.E. & HAMANN, G. (1985): Franz von Hauer: Reiseberichte über eine mit Moriz Hörnes im Sommer 1848 unternommene Reise nach Deutschland, Frankreich, England und der Schweiz mit einer Subvention der Akademie der Wissenschaften zwecks Studien über geologische Landesaufnahmen. – Sitzungsberichte der Philosophisch-Historischen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **461** (= Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, **43**), 87 S., Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

HAMMERSCHMIDT, C. (1848): Von Hrn. Senoner als Geschenk eingegangene Fossilien. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **3**, 344–345, Wien.

HATTINGER, G. (2004): Johann Georg Ramsauer als Bergmeister am Hallstätter Salzberg (1831–1863). – In: CERNAJSEK, T. & SEIDL, J.: Zwischen Lehrkanzel und Grubenhunt: zur Entwicklung der Geo- und Montanwissenschaften in Österreich vom 18. bis zum 20. Jahrhundert: Ausgewählte Beiträge des 3. Symposiums „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich", 27.–29. September 2001, Hallstatt, Oberösterreich, 77–87, Wien.

HAUER, F. v. (1845): Zusammenstellung der Vorlesungen über Paläontologie 1845/46 von F. Hauer. – ungezählte Seiten, Wien.

HAUER, F. v. (1846a): Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung des Fürsten von Metternich: Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen. – IV + 47 S., Wien (Braumüller).

HAUER, F. v. (1846b): Zusammenstellung der Vorlesungen über Paläontologie 1846/47 von F. Hauer. – ungezählte Seiten, Wien.

HAUER, F. v. (1847a): Neue Cephalopoden aus dem rothen Marmor von Aussee. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 257–277, Wien.

HAUER, F. v. (1847b): Ueber die Kreidefossilien von Nagorzany bei Lemberg. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 433–440, Wien.

HAUER, F. v. (1848a): Vortrag über die von ihm und Dr. Hörnes gemachte Reise nach Frankreich und England [fingierter Titel]. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **1**, 583–589, Wien.

HAUER, F. v. (1848b): Fossile Thierreste, aus den Ordnungen der Mollusken, Radiaten und Polyparien, von Herrn Russegger aus Egypten und Syrien mitgebracht [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 308–313, Wien.

HAUER, F. v. (1851a): Ueber den gegenwärtigen Zustand des Museums der k. k. geologischen Reichsanstalt. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, **7**, 571–583, Wien.

HAUER, F. v. (1851b): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Petrefacten, Gebirgsarten u.s.w. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 144–158, Wien.

HAUER, F. v. (1858): Über die Cephalopoden der Gosauschichten. – Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich, **1**, 7–14, Wien-Olmüz (Eduard Hölzels Verlags-Expedition).

HAUER, F. v. (1867): Adolf v. Morlot [Nachruf]. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1867**, 70–71, Wien.

HAUER, F. v. (1869): Jahresbericht des Directors Fr. Ritter v. Hauer. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1869**, 323–343, Wien.

HAUER, F. v. (1871): Zur Erinnerung an Wilhelm Haidinger. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **21**, 31–40, Wien.

HAUER, F. v. (1883): Joachim Barrande †. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1883**, 223–225, Wien.

HAUER, J. v. (1838): … eilungen [sic!] an Professor Bronn gerichtet: … Fossile Konchylien aus Nieder-Östreich [sic!] [fingierter Titel]. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1838**, 534–535, Stuttgart.

HAUER, J. v. & BRONN, H.G. (1837a): Über das Vorkommen fossiler Thierreste im tertiären Becken von Wien, vom Hrn. Vicepräsidenten, Geh. Rath von Hauer in Wien; und angehängte Vergleichung derselben mit den Ueberresten anderer gleichzeitigen Ablagerungen, nebst Bemerkungen über das Maynzer-Becken. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1837**, 408–431, Stuttgart.

HAUER, J. v. & BRONN, H.G. (1837b): Notizen über das Vorkommen der Tegel-Formation und ihrer Fossil-Reste in Siebenbürgen und Galizien, nach den von Herrn Vice-Präsidenten, Geh.-Rath von Hauer in Briefen und an organischen Resten erhaltenen Mittheilungen zusammengestellt von H.G. Bronn. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1837**, 653–664, Stuttgart.

HÄUSLER, W. (1996): Die geognostische Landesaufnahme Niederösterreichs durch Paul Maria Partsch (1791–1856) und ihre Bedeutung für die Entwicklung der Erdwissenschaften. – Jahrbuch für Landeskunde von Niederösterreich: Neue Folge, **62**, 465–506, Wien.

HECKEL, J.J. (1841): Die fossilen Fische des Libanon. – In: RUSSEGGER, J.: Reisen in Europa, Asien und Afrika mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841, **2. Band**, 3. Theil, 336–346, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

HEER, O. (1849): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. 2. Abtheilung: Heuschrecken, Florfliegen, Aderflügler, Schmetterllnge und Fliegen. – Neue Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, **11**, I–V, 1–264, Zürich.

HEER, O. (1853): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. Dritter Theil: Rhynchoten. – IV + 138 S., Leipzig (Verlag Wilhelm Engelmann).

HINGENAU, O. v. (1863): Joseph Ritter v. Hauer († 2. Februar 1863). – Wiener Zeitung, **1863.31**, 399–400, Wien.

HINRICHS, G. (1872): A biographical sketch of Wilhelm Haidinger. – 16 S., Davenport (Griggs, Watson & Day).

HOFMANN, E. (1936): Die Geologische Bundesanstalt in Wien. – Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar, **58**/3, 409–418, Wien.

HOFMANN, T. & DRAXLER, I. (2017): Dr. Gerda Woletz (20. Juli 1916 – 30. Jänner 2017). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 5–10, Wien.

HÖNIGER, J. (1847): Beschreibung des Goldbergwerkes nächst Zuckmantel und Obergrund im Troppauer Kreis k. k. Schlesien zur Errichtung einer Berggewerkschaft dieses neuerlich in Betrieb gesetzten, ehemals auf Gold, Silber, Blei, Kupfer, Vitriol und Farben betriebenen, ergiebigen Bergbaues. – 17 S., Troppau (Adolph Traßler).

HÖNINGHAUS, F.W. (1828): Beitrag zur Monographie der Gattung *Crania*. – 12 S., Crefeld (C.M. Schüller).

HÖRNES, M. (1850): Bericht über die vorbereitende geologische Rundreise, welche Herr Franz Ritter v. Hauer und er im heurigen Sommer auf Kosten der Akademie behufs der Herausgabe einer geologischen Karte der österreichischen Monarchie in einem Theile des Kaiserstaates unternommen hatten [fingierter Titel]. – Sitzungsberichte der mathematisch-maturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **4**, 156–204, Wien.

HÖRNES, M. (1851): 4. Sitzung am 28. Jänner: Sammlung österreichischer Petrefacten, welche die k. k. geologische Reichsanstalt von Sr. Exc. dem Hrn. geheimen Rathe J. v. Hauer angekauft hat [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **2**, 142–143, Wien.

HÖRNES, M. (1865): Todesnachricht Karl Prüfer [fingierter Titel]. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1865**, 76–77, Wien.

JONTES, L. (1977): Patera Adolf. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **7**, 340–341, Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

JONTES, L. (1988): Riepl Franz X. Laurenz. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **9**, 156–157, Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

KADLETZ, K. (2003): Die Geologische Reichsanstalt im Schicksaljahr 1860: Genese und Ablauf des Konflikts um ihre Eingliederung in die Akademie der Wissenschaften. – Dissertation, 307 S., Universität Wien, Wien.

KADLETZ-SCHÖFFEL, H. & KADLETZ, K. (2000): Metternich (1773–1859) und die Geowissenschaften. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **51**, 49–52, Wien.

KLEMUN, M. (1991): Briefe von Meinrad Thaurer von Gallenstein an Heinrich Freyer. – Carinthia II, **181**/**101**, 21–35, Klagenfurt.

KLEMUN, M. (1992): Friedrich Simony (1813–1896) – 1. Kustos des Naturhistorischen Museums in Klagenfurt (1848–1850). – Carinthia II, **182**/**102**, 375–391, Klagenfurt.

KLEMUN, M. (1998): Werkstatt Natur – Pioniere der Forschung in Kärnten. – Carinthia II, Sonderheft **56**, 1–103, Klagenfurt.

KNER, R. (1847): Über die Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und dessen Umgebung. – Österreichische Blätter für Literatur und Kunst, Geografie, Geschichte, Statistik und Naturkunde, herausgegeben und redigiert durch Mitwirkung mehrerer Gelehrten von Dr. A. Adolf Schmidl, **4**, 883, Wien.

KOLLMANN, H.A. (1966): Der Fossilienhändler – Partner oder Feind? – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **54**, 137–145, Graz.

KRANTZ, A. (1857): Ueber ein neues bei Menzenberg aufgeschlossenes Petrefakten-Lager in den devonischen Schichten. – Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der Preussischen Rheinlande und Westphalens, **14**, 143–165, Bonn.

KRANTZ, F. (1958): Dr. Adam August Krantz, 1808–1972 – ein Lebensbild. – Der Aufschluss, **9**/12, 334–336, Heidelberg.

KRAUS, J.B. (1843): Allgemeiner montanistischer Schematismus des österreichischen Kaiserthums für das Jahr 1843. – **6**. Jg., VIII + 312 S., Wien (Ferdinand Ullrich).

KRAUS, J.B. (1846): Handbuch über den montanistischen Staatsbeamten- Gewerken- und gewerkschaftl. Beamten. Stand des österreichischen Kaiserthums für das Jahr 1846. – **9**. Jg., VIII + 326 S., Wien (Ferdinand Ullrich).

KŘÍŽ, J. (1999): A Human Being and Scientist – Joachim Barrande (1799–1883). – In: LOBITZER, H. & GRECULA, P.: Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt: Teil I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**/1, 177–184, Wien.

KÜHN, O. (1957): Zur Geschichte der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 11–22, Wien.

KURR, J.G. v. (1855): Nekrolog Bergrath Dr. Hehl. – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **11**, 57–60, Stuttgart.

LANGER, J. (1947): Museum (1946). Bericht von Josef Langer, Museumsleiter. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 20–21, Wien.

LANGER, J. (1948): Museum (1945). Bericht von Josef Langer, Museumsleiter. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 26–29, Wien.

LANGER, J. (1950): Abteilung Museum (1947). Bericht von Josef Langer, Museumsleiter. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**, 22–23, Wien.

LA SPERANZA, M. (2019): Reichsstelle der [sic!] Bodenforschung – Palais Rasumofskygasse 23 Wien, 3. – In: Beobachtungen – NS- und Kriegsspuren in Wien – Expedition, Hinterlassenschaften, Zeitzeugen, 113–142, Wien (Edition Mokka).

LEHR, R. (1996): Friedrich Simony (1813–1896) – Ein Leben für den Dachstein. – Stapfia, **43**, Kataloge des O.Ö. Landesmuseums, N.F., **103**, 9–41, Linz.

LEONHARD, C.C. (1814): Einige Worte über meine Mineralien-Sammlung. – 52 S., Hanau.

LEONHARD, C.C. (1854): Aus unserer Zeit in meinem Leben. – **1**. Band, XXII + 682 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

LEONHARD, C.C. (1856): Aus unserer Zeit in meinem Leben. – **2**. Band, VII + 296 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

MARSCHALL, A.F. (1849): Montanistische Lehranstalten. – Jahrbuch für den Berg- und Hüttenmann des österreichischen Kaiserstaates für das Jahr 1849, **2**, 115–124, Wien (Ferdinand Ullrich).

MEIXNER, H. (1966): Haidinger, Wilhelm Ritter von. – Neue Deutsche Biographie, **7**, 519–520 [Online-Version]. https://www.deutsche-biographie.de/pnd119435810.html#ndbcontent (abgerufen am 04.09.2019)

MININA, E. (2005): Gregor K. RASUMOFSKY – Wissenschaftler und Forscher = Grigory RASUMOVSKY scientist and collector. – In: CERNAJSEK, T., HAUSER, C. & VETTERS, W.: Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften: Bibliotheken – Archive – Sammlungen: 8. Internationales Symposium (3.–7. Oktober 2005) Schwaz; Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich: 5. Arbeitstagung (3.–7. Oktober 2005) Schwaz, 131–133, Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

MORLOT, A. v. (1847a): Freyer, Foraminiferen von Krapina [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 157, Wien.

MORLOT, A. v. (1847b): *Clypeaster conoideus* (GOLDFUSS) von Hr. Ehrlich in Mattsee gesammelt und dem k. k. montanistischen Museum eingeschickt [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 224–225, Wien.

MORLOT, A. v. (1850a): Art des Vorkommens der Fossilien in Radoboj [fingierter Titel]. – Berichte der Mittheilungen der Freunde der Naturwissenschaften, **6**, 157–158, Wien.

MORLOT, A. v. (1850b): Ueber die geologischen Verhältnisse von Radoboj in Kroatien. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 268–279, Wien.

MOSER, M. & SCHOCH, R. (2007): Revision of the type material and nomenclature of *Mastodonsaurus giganteus* (JAEGER) (Temnospondyli) from the middle Triassic of Germany. – Palaeontology, **50**/5, 1245–1266, London.

MÜNSTER, G. v. (1842): Beschreibung einiger fossilen Fischzähne aus dem Tertiär-Becken von Wien. – Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **5**, 65–69, Bayreuth.

MÜNSTER, G. v. (1846): Ueber die in der Tertiär-Formation des Wiener Beckens vorkommenden Fisch-Ueberreste, mit Beschreibung einiger neuen merkwürdigen Arten. – Beiträge zur Petrefacten-Kunde, **7**, 1–31, Bayreuth.

N.N. (1834): Zehnter Jahresbericht von dem Verwaltungs-Ausschusse. – Ferdinandeum, **1833**, 1–38, Innsbruck (Wagner'sche Universitäts-Buchdruckerei).

N.N. (1837): Sammlung der Gesetze für das Erzherzogthum Oesterreich unter der Ens. **16**. Theil, Jahr 1834. – XXIV + 1054 S., Wien (k. k. Hof- und Staats-Aerarial-Druckerei).

N.N. (1846): Zweiundzwanzigster Jahresbericht des Verwaltungsausschusses, 1845. – Neue Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg, **12**, I–XLVII, Innsbruck (Wagner'schen Schriften).

N.N. (1848): Zweiter Bericht des geognostisch-montanistischen Vereines für Innerösterreich und das Land ob der Enns. – 55 S., Graz (G. Tanzer'schen Schriften).

N.N. (1849): Herr Sectionsrath W. Haidinger übergab nachfolgende Darstellung der bisherigen Entwickelung [sic!] des k. k. Reichsinstitutes für die geologische Durchforschung der Monarchie. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **3**, 323–328, Wien.

N.N. (1850): Ernennungen des Personals an der k. k. geologischen Reichsanstalt. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 6, Wien.

N.N. (1852a): Zur Erinnerung an Michael Layer: aus der Beilage zur Wiener Zeitung vom 20. December 1851. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **3**, 1–4, Wien.

N.N. (1852b): Verzeichniss der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Gebirgsarten, Petrefacten u.s.w.: vom 1. October bis 31. December 1852. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **3**, 119–126, Wien.

N.N. (1852c): Verzeichniss der Veränderungen im Personalstande des k. k. Ministeriums für Landescultur und Bergwesen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **3**, 148–151, Wien.

N.N. (1857): Verzeichniss der Veränderungen im Personalstande der k. k. Montan-Behörden: vom 1. April bis 30. Juni 1857. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **8**, 388–389, Wien.

N.N. (1862): Am 23. Januar starb zu Heidelberg Carl Cäsar Ritter von Leonhard, Professor der Mineralogie [fingierter Titel]. – Sitzungsberichte der königlich bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München, **1**, 327–328, München.

N.N. (1863a): Zur Erinnerung an Joseph Ritter von Russegger. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 471–474, Wien.

N.N. (1863b): Joseph Ritter von Russegger. – Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, **11**, 222–224, Wien.

N.N. (1894): Hofrath Adolf Patera. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1894**, 221–222, Wien.

N.N. (1895): Adolf Senoner. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1895**, 295, Wien.

Nöggerath, J.J. (1855): Nekrolog Friedrich Wilhelm Höninghaus. – Verhandlungen des Naturhistorischen Vereines der Preussischen Rheinlande und Westphalens, **12**, 8–16, Bonn.

Orbigny, A. d' (1846): Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche), découverts par son Excellence le Chevalier Joseph de Hauer. – XXXVI + 312 S., Paris (Gide & Comp.).

Papp, A., Rögl, F. & Schmid, M. (1977): Zur Kenntnis des Originalmaterials HAUER-d'ORBIGNY 1846. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 69–77, Wien.

Partsch, P. (Hrsg.) (1855): Uebersicht der im k. k. Hof-Mineralien-Cabinete zu Wien zur Schau gestellten acht Sammlungen: Nach der letzten, im Jahre 1842 vollendeten neuen Aufstellung. – 144 S., Wien (Prandel & Meyer).

Partsch, P. & Haidinger, W. (1848): Bericht über die Unternehmung einer geologischen Karte Österreichs. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1848**/1, 11–20, Wien.

Petrascheck, W. & Hamann, G. (Hrsg.) (1985): Franz von Hauer: Reiseberichte über eine mit Moriz Hörnes im Sommer 1848 unternommene Reise nach Deutschland, Frankreich, England und der Schweiz mit einer Subvention der Akademie der Wissenschaften zwecks Studien über geologische Landesaufnahmen. – Sitzungsberichte der Philosophisch-Historischen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **461** (= Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, **43**), 1–87, Wien.

Pfaffl, F. (1997): Zur Geschichte der Naturwissenschaftlichen Vereinigungen in Österreich. – Der Bayerische Wald: Neue Folge, **11**, 3–27, Grafenau.

Pia, J. & Sickenberg, O. (1934): Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. – Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, **4**, XVI + 544 S., Leipzig–Wien.

Pott, C., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., Kerp, H. & Krings, M. (2007): Revision of the *Pterophyllum* species (Cycadophytina: Bennettitales) in the Carnian (Late Triassic) flora from Lunz, Lower Austria. – Review of Palaeobotany and Palynology, **147**, 3–27, Amsterdam.

Rasoumovsky, G. de (1822): Observations minéralogiques sur les environs de Vienne. – IV + 60 S., Vienne (Leopold Grund).

Reuss, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **7**, 1. Abtheilung, 1–156, Wien.

Rubesch, J. (1869): Beschreibung der Fürst von Lobkowitz'schen Mineralien-Sammlung in Bilin bei Teplitz in Böhmen, Kaiserthum Oesterreich. – 12 S., Wien (Pollak & Szeps).

Russegger, J. (1841): Reisen in Europa, Asien und Afrika, mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841. – **2. Band**, 3. Theil, 357 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

Russegger, J. (1841–1849): Atlasband mit den entsprechenden geographischen und geognostischen Karten und Profilen, ferner 28 Ansichten auf 14 Tafeln, Abbildungen neuer Pflanzen, von Fischen zu Russegger´s Reisen [fingierter Titel]. – 23 Taf. (12 zoologische, 10 botanische, 1 Taf. mit Fossilien), Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

Russegger, J. (1847): Reisen in Europa, Asien und Afrika, mit besonderer Rücksicht auf die naturwissenschaftlichen Verhältnisse der betreffenden Länder, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841. – **3. Band**, 291 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).

Russegger, J. (1864): Biographische Skizze von J. Russegger, Salinen-Administrator zu Wieliczka im October 1849. – Almanach der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **14**, 108–163, Wien (Gerold).

Schemm-Gregory, M. & Henriques, M.H. (2013): The Devonian Brachiopod Collections of Portugal – a Palaeontological Heritage. – Geoheritage, **5**/2, 107–122, Heidelberg.

Schloenbach, U. (1870): Sitzung am 1. Februar. – Einsendungen an das Museum, J. Krutta, Petrefactensammlung aus der böhmischen Silurformation. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 49–51, Wien.

Schmidl, A. (1843): Wien die Kaiserstadt und ihre nächsten Umgebungen mit besonderer Berücksichtigung der wissenschaftlichen Anstalten und Sammlungen, durchaus nach Original-Mittheilungen. – XXIII + 362 S., Wien (Carl Gerold).

Schnabel, W. (2009): Joachim Barrande (1799–1883), seine Lebensumstände und die Beziehung zu Österreich. – In: Hubmann, B., Schübl, E. & Seidl, J.: 8. Wissenschaftshistorisches Symposium „10 Jahre Arbeitsgruppe Geschichte der Erdwissenschaften Österreichs": 24.–26. April 2009, Abteilung für Mineralogie, Stucksaal Joanneum Graz: Abstracts, Matineeprogramm, Exkursionsführer. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **45**, 31, Wien.

Schreiner, G. (1843): Grätz. Ein naturhistorisch-statistisch-topographisches Gemählde [sic!] dieser Stadt und ihrer Umgebungen. – XVI + 570 S., 1–32 Subscribenten, Graz (Verlag der F. Ferstl'schen Buchhandlung).

Schultz, O. (2013): Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien, **3**: Pisces. – XXXVIII + 576 S., Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

SENONER, A. (1862): Die Sammlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt in Wien – Skizze den Besuchern derselben gewidmet. – 44 S., Wien (Carl Gerold's Sohn).

SIEBER, R. (1973): Über die Revision und den derzeitigen Stand der Typensammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien (3. Mitteilung). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 95–111, Wien.

SILVA, H.M.A. & GALLO, V. (2011): Taxonomic review and phylogenetic analysis of Enchodontoidei (Teleostei: Aulopiformes). – Anais da Academia Brasileira de Ciências **83**(2), 483–511, Rio de Janeiro.

SIVETER, D.J. (1985): The type species of *Calymene* (Trilobita) from the Silurian of Dudley, England. – Palaeontology, **28**/4, 783–792, London.

STACHE, G. (1857): Hr. Dr. Guido Stache legte eine von Herrn Dr. Krantz in Bonn vor Kurzem eingelangte Sendung von Mineralien und Petrefacten vor [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **8**, 182, Wien.

STEININGER, F., ANGETTER, D. & SEIDL, J. (2018): Zur Entwicklung der Paläontologie in Wien bis 1945 = On the development of paleontology in Vienna till 1945: Sur le développement de la Paleontologie a Vienne jusqu'en 1945. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 1–160, Wien.

STEININGER, F., SEIDL, J. & ANGETTER, D. (2019): Aus der Frühzeit des paläontologischen Unterrichts in Wien: Franz Ritter von Hauers Vorlesungen am Montanistischen Museum (1845 bis 1848). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 258 S., Wien.

STOJASPAL, F. (1999): Sammlungen. – In: BACHL-HOFMANN, C., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A.: Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 198–212, Wien.

STUR, D. (1868): Ein neuer Palmenrest aus den Braunkohlenschichten von Eibiswald in Steiermark. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1868**, 261, Wien.

STUR, D. (1873): Beiträge zur genaueren Deutung der Pflanzenreste aus dem Salzstocke von Wieliczka. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1873**, 6–10, Wien.

SVOJTKA, M. (2007): Trilobitensammeln im Dienst von Lehre und Forschung. Ein Beitrag zur Geschichte der Paläontologischen Sammlung an der Universität Wien im späten 19. Jahrhundert. – Mitteilungen der Österreichischen Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, **25**, 161–180, Wien.

SVOJTKA, M. (2009): Sammler als Wegbereiter naturwissenschaftlicher Erkenntnis – Fallstudien Leopold Johann Nepomuk von Sacher-Masoch (1797–1874) und Karl Eggerth (1861–1888). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **45**, 40–43, Wien.

SVOJTKA, M. (2018): Barrande, Joachim (1799–1883), Geologe und Paläontologe. – http://www.biographien.ac.at/oebl/oebl_B/Barrande_Joachim_1799_1883.xml (abgerufen am 05.08.2019)

SVOJTKA, M. & HOFMANN, T. (2010): Johann Suttner (1801–1875): Hausknecht, Cabinetsdiener der geologischen Reichsanstalt und Entdecker der Molluskenfundstelle Grund, N.Ö. (Miozän, unteres Badenium). – In: HUBMANN, B. & SEIDL, J.: Workshop der Österreichischen Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften", 19. November 2010. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **83**, 62–66, Wien.

SWANSON, D.R. (2016): Dead bugs do tell tales: Implications of a new fossil assasin bug (Heteroptera: Reduviidae) for the evolutionary history and systematics of an extant lineage. – VIII + 190 S., unpublished Thesis University of Illinois at Urbana-Champaign (Illinois).

THINNFELD, F. v. (1850): Allerunterthänigster Vortrag des treugehorsamsten Ministers für Landescultur und Bergwesen, Ferdinand Edlen v. Thinnfeld, womit der Entwurf zur Bildung eines Reichs-Institutes für die geologische Durchforschung des Oesterreichischen Kaiserstaates in tiefster Ehrfurcht unterbreitet wird. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1**, 1–5, Wien.

TIETZE, E. (1900): Franz v. Hauer. Sein Lebensgang und seine wissenschaftliche Thätigkeit. Ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **49**, 679–827, Wien.

UNGER, F. (1847): Chloris protogaea. Beiträge zur Flora der Vorwelt. – CX + 149 S., Leipzig (Engelmann).

UNGER, F. (1849): Vortragsbericht über *Potamogeton Morloti* UNGER und andere Arten [fingierter Titel]. – Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **5**/6, 51–53, Wien.

UNGER, F. (1850a): Die fossile Flora von Sotzka. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **2**, 131–197, Wien.

UNGER, F. (1850b): Die Pflanzenreste im Salzstocke von Wieliczka. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1**, 311–322, Wien.

VACCARI, E. (2002): Senoner Adolf, Bibliothekar, Arzt und Geologe. – In: CSENDES, P., GRÖSSING, H., LEBENSAFT, E., ANGETTER, D., GRUBER, C., MARTISCHNIG, M., MENTSCHL, C., REITTERER, H., SEIDL, J.: Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950: XII. Band: [Schwarz] Marie – Spannagel Rudolf, 181, Wien.

VACEK, M. (1899): Franz Ritter von Hauer. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1899**/4, 119–126, Wien.

VASQUEZ-PINAS v. LÖWENTHAL, C. (ca. 1835): Plan von Wien-Landstraße mit dem Palais Rasumofsky. – Wien Museum. Gemeinfrei, https://de.wikipedia.org/wiki/Palais_Rasumofsky#/media/Datei:Palais_Rasumofsky_(Vasquez).jpg (abgerufen am 24.09.2019)

WALDMANN. L. (1946): Bericht (1945) von Prof. Dr. Leo Waldmann. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 46–47, Wien.

WEBER, L. & WEISS, W. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **4**, 317 S., Wien.

WIESBÖCK, T. (1950–1951): Abteilung Museum (1949). Bericht der Leiterin Dr. Traute Wiesböck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950–1951**, 23–25, Wien.

WILSON, W.E. (1994): The History of Mineral Collecting 1530–1799: with notes on twelve hundred early mineral collectors. – Mineralogical Record, **25**/6, 264 S., Tucson.

WILSON, W.E. (2010): The Heidelberger Mineralien-Comptoir: One of Europe's earliest mineral dealerships. – Mineralogical Record, **41**/6, 513–519, Tucson.

WITHALM, G. (1999): Gregor Graf Rasumofsky und seine paläontologischen Ausgrabungen in Baden bei Wien. – Res montanarum, **20**, 32–34, Leoben.

WITHALM, G. (2000): Gregor Graf Rasumofsky (1759–1837) und seine erdwissenschaftlichen Forschungen in Baden bei Wien. – In: HUBMANN, B.: 1. Tagung der Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich" (22. Februar 1999 in Graz). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **51**, 21–36, Wien.

WURZBACH, C. v. (1868): Mohs, Friedrich. – Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich, **18**. Theil, 443–448, Wien (Kaiserlich-königliche Hof-und Staatsdruckerei).

ZAPFE, H. (1971): Index palaeontologicorum Austriae. – Catalogus Fossilium Austriae, **XV**, 1–140, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

ZAPFE, H. (1987): Index palaeontologicorum Austriae. – Catalogus Fossilium Austriae: Supplementum, **XVa**, 143–242, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

ZEMANN, J. (1975): Mohs Friedrich, Montanist, Mineraloge und Kristallograph. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **6**, 345, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

ZOLLER, A. (1842): Stuttgart und seine Umgebungen, mit besonderer Rücksicht auf Kanstatt, Ludwigsburg und Eßlingen. – XVI + 67 S., Stuttgart (Franz Heinrich Köhler).

ZORN, I. (2012): In memoriam HR Dr. phil. Franz Stojaspal, 2. April 1946 – 31. August 2012. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 5–12, Wien.

ZORN, I. (2015): Upper Cretaceous Corals Stored in the Palaeontological Collections of the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 147–197, Wien.

ZORN, I. & HOFMANN, T. (2017): Das Salzkammergut im Spiegel der Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt. – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 225–227, Wien.

ZORN, I., MELLER, B., DRAXLER, I., SURENIAN, R. & GEBHARDT, H. (2005): Historische Kostbarkeiten der Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Österreich. – In: CERNAJSEK, T., HAUSER, C. & VETTERS, W. (Red.): Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften: Bibliotheken – Archive – Sammlungen: 8. Internationales Symposium (3.–7. Oktober 2005), Schwaz; 5. Arbeitstagung Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 187–188, Wien.

ZORN, I., MELLER, B., DRAXLER, I., SURENIAN, R. & GEBHARDT, H. (2007): Historische Kostbarkeiten der Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien. – Geo.Alp, Sonderband **1**, 165–173, Innsbruck.

Eingelangt: 2. Dezember 2019, angenommen: 30. Juni 2020

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 319–342 | Wien, Dezember 2020

Die Bedeutung der Geowissenschaften für die ersten allgemeinen Wasserleitungen in Linz und Urfahr im ausgehenden 19. und beginnenden 20. Jahrhundert

MARTIN KRENN*

9 Abbildungen, 3 Anhänge

Österreichische Karte 1:50.000
BMN / UTM
32 Linz / NM 33-11-19 Linz
33 Steyregg / NM 33-11-20 Perg
50 Bad Hall
51 Steyr

Linz
Urfahr
Allgemeine Wasserleitung
Eduard Suess (1831–1914)
Georg Geyer (1857–1936)

Inhalt

Zusammenfassung . . . 319
Abstract . . . 319
Zur Einführung . . . 320
„Städtetechnik" im 19. Jahrhundert . . . 320
Die Geschichte der Linzer Wasserversorgung . . . 321
Stadtentwicklung von Linz im 19. Jahrhundert . . . 321
Die Anfänge der Linzer Wasserleitung . . . 322
Eduard Suess als geologischer Gutachter . . . 323
Das Gutachten von Suess aus dem Jahr 1874 . . . 323
Das Gutachten von Suess aus dem Jahr 1876 . . . 324
Weitere Diskussionen um die Linzer Wasserleitung . . . 326
Die finale Errichtung der Linzer Wasserleitung . . . 329
Die Urfahraner Wasserleitung . . . 332
Das Linzer Wasser heute . . . 334
Epilog: Ehrungen für Eduard Suess in Linz . . . 335
Resümee . . . 335
Anhang 1: Schreiben des Linzer Bürgermeisters Carl Wiser an Eduard Suess vom 27. November 1873 . . . 336
Anhang 2: Schreiben von Eduard Suess an den Linzer Bürgermeister Carl Wiser vom 8. Mai 1874 . . . 337
Anhang 3: Schreiben des Linzer Bürgermeisters Carl Wiser an Eduard Suess vom 23. Februar 1876 . . . 339
Bibliografie . . . 340

Zusammenfassung

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gingen verschiedene österreichische Städte daran, sich mit Fragen einer modernen Wasserinfrastruktur auseinanderzusetzen. Auch in der oberösterreichischen Landeshauptstadt Linz sowie in der damals noch eigenständigen Gemeinde Urfahr begannen umfassende Diskussionen über die Sinnhaftigkeit und technische Durchführbarkeit einer allgemeinen städtischen Wasserleitung. Naturwissenschaftliche, insbesondere auch geowissenschaftliche Expertisen spielten in diesem Zusammenhang eine große Rolle. Der Beitrag beschäftigt sich im Speziellen mit der herausragenden Bedeutung der beiden Geologen Eduard Suess (1831–1914) und Georg Geyer (1857–1936) bei der Suche nach geeigneten Bezugsquellen für die allgemeinen Wasserleitungen von Linz und Urfahr.

The importance of geosciences for the first general water pipes in Linz and Urfahr in the late 19th and early 20th century

Abstract

In the second half of the 19th century, various Austrian cities started to deal with questions of a modern water infrastructure. In the Upper Austrian provincial capital Linz as well as in the then still independent city of Urfahr, extensive discussions began about the sense and technical feasibility of a general municipal water pipeline. Scientific, especially geoscientific expertise played a major role in this context. The article is about the outstanding importance of the two geologists Eduard Suess (1831–1914) and Georg Geyer (1857–1936) in the search for suitable sources of supply for the general water pipes of Linz and Urfahr.

* MARTIN KRENN: Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Wien. martin.krenn@nhm-wien.ac.at

Zur Einführung

Zu den größten infrastrukturellen Herausforderungen der expandierenden Städte des 19. Jahrhunderts im europäischen Raum zählten auf der einen Seite die Sicherstellung einer adäquaten Wasserversorgung, auf der anderen Seite neue Formen der Abwasserbeseitigung. Ein abgesicherter Zugang zu sauberem Wasser stellte in diesem Kontext eine unerlässliche Ressource für die Reproduktionssphäre der stetig und rasant wachsenden städtischen Bevölkerung dar. Die „Städtetechnik" des 19. Jahrhunderts reagierte in technisch-technologischer Hinsicht auf die neuen gesellschaftlichen und ökonomischen Herausforderungen im urbanen Raum. Als es schließlich darum ging, in konkrete Planungsstadien zur Verwirklichung von kommunalen Wasserleitungen einzutreten, griffen die Städte auf die Expertise von Ingenieuren, Medizinern und Naturwissenschaftern zurück. Eine besondere Stellung kam hier nochmals den Erdwissenschaften und Erdwissenschaftern zu, lieferten sie doch die geologischen Grundlagen für die prinzipielle Machbarkeit von verschiedenen Projektvarianten, insbesondere im Zusammenhang mit der entscheidenden Frage, welche Gebiete sich als Bezugsquellen für die städtische Wasserversorgung potenziell eigneten.

Allgemein ist zu bemerken, dass die historische Entwicklung der Wasserinfrastruktur von Städten in den letzten Jahrzehnten zunehmend in den Fokus der Geschichtswissenschaft rückte, was nicht zuletzt auf das gestiegene Interesse an umweltgeschichtlichen Themen zurückzuführen ist (einführend etwa Reith, 2011). Nachdem 1980 eine erste Standortbestimmung vorgelegt wurde (Bayerl, 1980), sind in den darauffolgenden Jahren eine Fülle von stadtgeschichtlichen Arbeiten und zahlreiche Monografien entstanden, die sich der Thematik annahmen (siehe den Forschungsüberblick bei Simson, 1983: 4 und Pichler-Baumgartner, 2017: 3–8). Eine zusammenfassende Darstellung für den Raum Deutschland bietet etwa König (1998), die leider für den österreichischen Raum keine Entsprechung gefunden hat: Zwar gibt es Erörterungen zu den wichtigsten österreichischen Städten wie Wien (z.B. Meissl, 2001, ungedruckt Koblizek & Süssenbek, 2000), Salzburg (Ebner & Weigl, 2014) oder Innsbruck (Hye, 1993), jedoch keinen Überblick für Österreich im Gesamten, wie Luisa Pichler-Baumgartner zu Recht beklagt (Pichler-Baumgartner, 2017: 6). Pichler-Baumgartner verantwortet auch die jüngste Arbeit zur Geschichte der Linzer Wasserversorgung (Pichler-Baumgartner, 2017); ihre Dissertation aus dem Jahr 2017 ist allerdings bis dato leider unveröffentlicht geblieben.

Im Rahmen der folgenden Ausführungen wird anhand der Fallbeispiele Linz und seiner heute eingemeindeten Schwesterstadt Urfahr die Bedeutung der Geologie bzw. der Geologen für den Bau der ersten modernen Wasserleitungen im ausgehenden 19. Jahrhundert erforscht. Nur am Rande berührt werden dabei die intensiven Diskussions- und Entscheidungsverläufe, welche die Stadtpolitik von Linz ab den 1860er Jahren beschäftigten; in diesem Zusammenhang ist vor allem auf die Arbeit von Pichler-Baumgartner zu verweisen, die einem methodisch differenzierten „environmental justice"-Ansatz verschrieben ist (Pichler-Baumgartner, 2017: 2).

„Städtetechnik" im 19. Jahrhundert

Die Frage nach dem Wasser passte sich im Rahmen der urbanen Entwicklung des 19. Jahrhunderts in einen übergeordneten Kontext ein, der mit dem Begriff der „Städtetechnik" umrissen wird, einer Trias aus Verkehrsinfrastruktur, Wasserversorgung bzw. Wasserentsorgung und Erschließung von Energiequellen, mit der die Stadt der Moderne „zukunftsfit" gemacht werden sollte (hier und im Folgenden Kleinschmidt, 2007: 13). Die Situation in Linz war hierbei vergleichbar mit jener anderer europäischer Städte. Dies bedeutete, dass sich bis in das beginnende 19. Jahrhundert die städtische Wasserversorgung hauptsächlich aus privaten Brunnen speiste, denen ein oder mehrere Häuser angeschlossen waren. In sanitärer Hinsicht waren damit eklatante Risikofaktoren indiziert, die sich aufgrund von mangelhafter Wasserqualität und Anfälligkeit für Verunreinigungen in hohen Infektionszahlen niederschlugen. Christian Kleinschmidt hält fest: „*Gefahren und Gesundheitsrisiken durch Epidemien und Seuchen aufgrund schlechter Wasserqualität gehörten zu den typischen Existenzbedingungen der Menschen vor dem Aufstieg der Lebenserwartung in den letzten hundert Jahren.*" (Kleinschmidt, 2007: 13).

Die „Städtetechnik" des 19. Jahrhunderts lässt sich vor diesem Hintergrund auch als – überfällige – Reaktion auf die radikal geänderten Rahmenbedingungen städtischer Existenz verstehen. „*Städtewachstum, Bevölkerungszunahme, Industrialisierung und gesteigertes Verkehrsaufkommen rückten in der 2.* Hälfte des 19. *Jahrhunderts Probleme in den Vordergrund, die es bis dahin in dieser Größenordnung entweder nicht gab oder die nicht als Aufgabe der öffentlichen Hand akzeptiert wurden*", konstatiert Fritz Mayrhofer in der maßgeblich von ihm verantworteten Linzer „Stadtgeschichte" aus dem Jahr 1990 (Mayrhofer, 1990: 154). Im gleichen Maß, wie nun das Problem einer adäquaten Versorgung mit Trinkwasser als Element der „*Stadthygiene*" (Hackenbuchner, 1927: 296) auf die Agenda der Kommunalpolitik rückte, kam die Frage der Beseitigung von Abwässern auf. Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung stellten somit zwei ineinandergreifende Pole einer einheitlichen Problematik dar und können als „*prototypische technokratische Lösungen der ‚Sozialen Frage' in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts*" angesehen werden (Lackner & Stadler, 1990: 59). „Städtetechnik" bezeichnete somit immer auch die Schaffung von modernen Kanalsystemen in den Städten, zumal von einer angemessenen Entsorgung der städtischen Abfälle und Abwässer nicht die Rede sein konnte und sich pikanterweise Abortgruben oft in der Nähe öffentlicher Brunnen befanden (Kleinschmidt, 2007: 14). Nicht zufällig würde vor diesem Hintergrund der Beseitigung der Abfälle und Abwässer in den Städten eine größere Bedeutung beigemessen als der Zuleitung von frischem Trinkwasser, zumal die bakteriologischen Aspekte und Zusammenhänge lange Zeit ungeklärt blieben.

Hinzu kam ein veritabler wissenschaftlicher Richtungsstreit über die Ursachen von „urbanen" Seuchen wie der Cholera, die in wellenartigen Ausbrüchen ab den späten 1830er Jahren (1837) bis in die beginnenden 1890er Jahre (1892) die europäischen Großstädte des 19. Jahrhunderts erfasste (Rath, 1969: 70–83; Lackner & Stadler, 1990: 60), dabei aber auch rurale Gebiete nicht verschonte (zu den Cholera-Ausbrüchen

im burgenländisch-westungarischen Raum siehe etwa PAUL, 1984, 1988). Auch in Linz wütete, neben anderen epidemischen Krankheiten wie Typhus, Blattern oder Tuberkulose, die Cholera. Der größte Ausbruch im 19. Jahrhundert datiert in das Jahr 1855 (SCHIEDERMAYR, 1882: 11; im Allgemeinen WIMMER, 1995). Literaturgeschichtlich ist noch zehn Jahre später Adalbert Stifters (1805–1868) panische Angst vor der in Linz auftretenden Cholera bezeugt. Am 10. November 1866 schrieb er aus dem 70 Kilometer entfernten Lackenhäuser (heute ein Ortsteil der Gemeinde Neureichenau in Niederbayern) an seine Frau Amalia: „*Ich packe schon langsam ein, und wenn mich die Furcht vor der Cholera so rasch verläßt, wie in den letzten Tagen, so siehst Du mich eher, als wir beide gedacht haben. Gebe nur Gott, daß nicht wieder ein neuer Fall vorkommt.*“ (zitiert nach APRENT, 1869: 269; siehe auch WINKLER, 2005: 170–171).

Vor der bahnbrechenden Entdeckung des Cholerabazillus durch den deutschen Chemiker Robert Koch (1843–1910) im Jahr 1883 entfaltete insbesondere die „Bodentheorie“ des deutschen Chemikers Max von Pettenkofer (1818–1901) eine nachhaltige Wirkung. Demnach erfolgte die Verbreitung der Cholera über verunreinigte Böden und würde über die Atemwege in den menschlichen Organismus gelangen (MÜHLAUER, 1996: 37–53; BREYER, 1981: 74–82) – Pettenkofers Formulierung vom „*Pesthauch*“, der „über die unglückliche Stadt gefahren“ sei, las sich geradezu programmatisch (PETTENKOFER, 1855: 18). Eine Übertragung durch verunreinigtes Trinkwasser wurde in dieser Theorie ausgeschlossen, sodass die Frage der wirksamen Kanalisierung der Städte und die damit verbundene Ableitung der Abwässer im Vordergrund stehen sollte.

Im Allgemeinen ist festzustellen, dass der mitteleuropäische Raum die Entwicklung in westeuropäischen Staaten nur verzögert antizipierte, von einigen Ausnahmen wie etwa der schlesischen Stadt Bunzlau (heute das polnische Bolesławiec) abgesehen (hier und im Folgenden KLEINSCHMIDT, 2007: 14)[1]. Dokumentiert sind in diesem Zusammenhang „Bildungsreisen“ von Ärzten wie Georg Varrentrapp (1809–1886) aus Frankfurt oder auch Alexander von Humboldt (1769–1859) aus Berlin, die sich vor Ort in England, Frankreich oder den Niederlanden über technische Errungenschaften in der Wasserversorgung informieren wollten. Eine Vorreiterrolle bei der Verwirklichung moderner Städtetechnik nahmen dann Hamburg und Berlin ein: In Hamburg wurde 1848 das erste maschinenbetriebene Wasserwerk Deutschlands in Betrieb genommen, Berlin wiederum verfügte als erste deutsche Großstadt über einen ganzheitlich strukturierten „Wasserkreislauf“ aus Wasserversorgung, Stadtentwässerung und Abwasserbeseitigung. Für den engeren österreichischen Raum bedeutete zweifelsohne die Eröffnung der I. Wiener Hochquellenleitung im Jahr 1873 – nach heftigen politischen Debatten über beinahe die gesamten 1860er Jahre – eine Zäsur (im Überblick DONNER, 1990: 40ff.). Die Bedeutung des Geologen und (liberalen) Wiener Gemeinderatsabgeordneten Eduard Suess für die Realisierung dieses Projekts kann dabei nicht überschätzt werden (DONNER, 1981; zuletzt DANDLER, 2017).

Der Blick nach Wien – und der Rückgriff auf die Expertise von Suess – war daher für die Stadt Linz naheliegend, als es hier Ende der 1860er Jahre darum ging, eine moderne Wasserinfrastruktur zu schaffen. Insgesamt befand sich Linz unter den ersten österreichischen Städten, die derartige Projekte initiieren wollten (LACKNER & STADLER, 1990: 51). Umso erstaunlicher mutet es in der historischen Rückschau an, dass sich die Verwirklichung einer zentralen städtischen Wasserleitung in Linz schließlich als ebenso komplizierter wie langwieriger Prozess erweisen sollte (MAYRHOFER, 1990: 156). Die Stadt Urfahr wiederum sollte die Situation bei ihrem großen Nachbarn am rechten Donauufer genau beobachten und mehrere Handlungsoptionen ausloten, die von einem Anschluss an die Linzer allgemeine Wasserleitung bis hin zum Bau einer eigenständigen Wasserversorgung reichten. Es erscheint daher gerechtfertigt, zunächst Linz aufgrund dessen Vorreiterrolle und Vorbildwirkung etwas näher zu betrachten.

Die Geschichte der Linzer Wasserversorgung

Stadtentwicklung von Linz im 19. Jahrhundert

Die Stadt Linz erlebte mit Beginn des industriellen Zeitalters in Österreich ab Mitte des 19. Jahrhunderts einen kontinuierlichen wirtschaftlichen Aufschwung, der nicht zuletzt durch seine naturräumliche Lage an der Donau und an den Fernhandelsrouten nach Böhmen und Deutschland begünstigt wurde (SCHWEIGER, 2008: 72; LACKNER & STADLER, 1990: 15). Folgerichtig wurde Linz auch fester Punkt in einem der zentralen Verkehrsinfrastruktur-Projekte der Habsburgermonarchie, der Kaiserin-Elisabeth-Westbahn, deren Streckenteil von Wien nach Linz im Jahr 1858 fertiggestellt werden konnte (1860 wurde schließlich Salzburg erreicht). In Nord–Süd-Richtung wurde 1872 die Strecke Linz–Budweis in Betrieb genommen (MAYRHOFER, 1990: 147–149; ASCHAUER, 1964: 33–52). Parallel dazu verlief die Ansiedlung von Industriebetrieben in der Stadt; exemplarisch seien hier nur die Tabakfabrik an der Unteren Donaulände (ab 1850), die Kaffeemittelfabrik Heinrich Franck und Söhne in der heutigen Franckstraße (ab 1879) oder die Lokomotivfabrik Krauß (ab 1880) zu nennen (ganzheitlich zusammengestellt bei LACKNER & STADLER, 1990; zur Firma Franck in Linz ganz aktuell SCHUSTER, 2019).

Mit dieser wirtschaftlichen Dynamik verbunden war ein stetiges Anwachsen der städtischen Bevölkerung von Linz. Zählte im Jahr 1830 die oberösterreichische Landeshauptstadt noch beschauliche 23.000 Einwohner, so stieg diese Zahl bis 1869 auf 30.500 – ein eigentliches moderates Wachstum im Vergleich zu anderen österreichischen Städten. Dann allerdings verlief die Entwicklung rasant: 1880 kam Linz auf knapp 42.000 Einwohner, 1900 auf 59.000 und 1910 auf 71.000 Bewohner (JOHN, 1990: 330–333; MAYRHOFER, 2008a: 32). Ab den 1870er Jahren setzten für Linz jedenfalls „*Boomjahre*“ (JOHN, 1990: 337) ein, die direkte Auswirkungen auf die Bevölkerungsentwicklung zeigten. Genau in diesen Jahren intensivierten sich auch die Diskussionen um die Verwirklichung einer modernen Wasserversorgung in der Stadt, da sich zunehmend „*drastische Mängel auf dem Gebiet der Ver- und Entsorgung*“ mit direkten Auswirkungen auf das Leben der städtischen Bevölkerung manifestierten (MAYRHOFER, 1990: 137).

1 Etwas abgeschwächt bei LACKNER & STADLER, 1990: 60, Anm. 76, welche die Auffassung vertreten, dass die Bemühungen der Stadt Linz um Verwirklichung einer Wasserinfrastruktur in eine absolute „Pionierphase“ fallen würden.

Die Anfänge der Linzer Wasserleitung

Nachdem das römerzeitliche Lentia/Linz eine vorrangig militärische Funktion als Teil der Kastellkette des Donaulimes hatte und in seiner Bedeutung etwa hinter Lauriacum/Enns zurückblieb (Ruprechtsberger, 2015), datieren erste, zaghafte Ansätze der Installierung einer städtischen Wasserleitung in Linz auch erst in die Übergangszeit vom Mittelalter zur Neuzeit: Der österreichische Landesfürst und römisch-deutsche Kaiser Friedrich III. (1415–1493) ließ im Zuge der Erweiterung des Linzer Schlosses eine Wasserleitung verlegen, welche die kaiserliche Residenz mit Quellwasser vom nahe gelegenen Freinberg versorgen sollte (Fiereder, 1995: 55–57; Rathberger, 2009: 11). Diese sogenannte „Schlossberg-Wasserleitung" wurde 1528 schließlich bis zum Mauthaus am Hauptplatz verlängert, womit erstmals ein Teil des eigentlichen Linzer Stadtgebietes eine feste Quellwasserversorgung erhielt (Rathberger, 2009: 11; Kreczi, 1951: 280). Nochmalige Innovationen erfolgten durch die Errichtung der Wasserleitung von St. Margarethen (an der Linzer Westeinfahrt) zum Hauptplatz, die 1545 fertiggestellt wurde, sowie durch den Bau der Wasserleitung zum Kapuzinerkloster und zur Landstraße 1579–1582 (Rathberger, 2009: 11; Kreczi, 1951: 281). Damit sollte allerdings ein infrastruktureller Zustand erreicht werden, der für annähernd 300 Jahre keine Veränderungen mehr erfuhr, sieht man von den Erneuerungen der Schlossberg-Wasserleitung im Zuge der Umbauten am Linzer Schloss ab (Fiereder, 1995: 55)[2]. Bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgte das Gros der städtischen Trinkwasserversorgung über öffentliche Ziehbrunnen, vereinzelt auch über Hausbrunnen (Kreczi, 1951: 281; Mayrhofer, 2008b: 94)[3].

Am Beginn der Linzer Wasserleitung stand in gewisser Hinsicht das Abwasser. Vor dem Hintergrund einer entsprechenden Anfrage der k. k. Statthalterei ob der Enns[4] setzte der Linzer Gemeinderat 1867 ein Komitee zur Beratschlagung der „*Verwerthung des Kloakeninhalts größerer Städte*" ein[5]. Ausgelöst wurde die Frage einer möglichen Nutzbarmachung der städtischen Fäkalien für landwirtschaftliche Zwecke nicht zuletzt durch Diskussionen im Wiener Ärzte-Kollegium, die vor „*Infiltrierungen*" der städtischen Böden und Brunnen durch Kloakeninhalte, vornehmlich „*Kloakengase*" warnten und daher eine „*rasche Entfernung der in den Kloaken enthaltenen Stoffe wenn möglich noch vor ihrer Zersetzung*" forderten (Wiener Medizinische Wochenschrift, 1867: 504).

Die in diesem Zusammenhang vom gemeinderätlichen Komitee veranlasste Überprüfung von 37 Hausbrunnen in der Linzer Innenstadt durch den Chemieprofessor an der k. k. Ober-Realschule in Linz, Edmund Schreinzer (1826–1896)[6], förderte nun besorgniserregende Resultate zutage: Schreinzer kam nicht umhin, festzustellen, dass „*die meisten dieser Trinkwässer mehr organische Stoffe enthalten als mit der Gesundheit der Trinkenden verträglich*" sei[7]. Er kritisierte in diesem Kontext nicht zuletzt die Anlage von Senkgruben in unmittelbarer Nachbarschaft der Brunnen[8]. Die Frage der ökonomischen Fäkalien-Verwertung rückte nun in den Hintergrund, während Diskussionen um die Herstellung einer modernen Wasserversorgung und auch Wasserentsorgung der Stadt Linz begannen.

Ein zu diesem Zweck beauftragtes Gutachten des Grazer städtischen Ingenieurs (und späteren Stadtbaudirektors) Rudolf Linner über die „Salubritäts-Verhältnisse der Stadt Linz" – Salubrität bezeichnet allgemein den gesunden körperlichen Zustand – brachte im April 1868 ein verheerendes Ergebnis. Linner konstatierte einen „*kontinuierlichen direkten Zulauf von Abortjauche in das Grundwasser*" und unterstützte den bereits von Schreinzer getroffenen Befund, wonach „*die Lage der Senkgruben zu den Brunnen fast überall eine so nachbarliche ist, als wäre es schon bei ihrer Errichtung auf einen kontinuirlichen Stoffwechsel aus diesen unterirdischen Reservoirs abgesehen gewesen*" (Linner, 1868: 14). Während Linner noch auf die Unratbeseitigung mittels eines Systems an „*Faßapparate[n], welche der Hauptsache nach in transportablen Fässern bestehen*", setzte (Linner, 1868: 23), entschied sich die Linzer Stadtpolitik recht bald für die Errichtung einer modernen städtischen Kanalisation, die ab 1876 baulich in Angriff genommen und bis 1884, zumindest für den Bereich der inneren Stadt, abgeschlossen wurde (Mayrhofer, 1990: 155–156; Pichler-Baumgartner, 2017: 65–70). Die Abwässer wurden übrigens ungeklärt in den sogenannten Fabrikarm der Donau bzw. nach dessen Versandung direkt in die Donau abgeleitet – ein Problem, vor dem bereits Linner gewarnt hatte (Linner, 1868: 23).

Auch hinsichtlich der Errichtung einer allgemeinen Wasserleitung für Linz schien zunächst alles auf eine schnelle Verwirklichung hinzudeuten. Ein erster zentraler Schritt erfolgte 1869 mit der Gründung einer Kommission des Gemeinderats zur konkreten Projektierung einer Linzer Wasserleitung[9]. Bereits im Rahmen dieser Kommission traten externe Gutachter in Erscheinung: Johann Frank (Professor für Physik an der k. k. Ober-Realschule in Linz)[10], Karl Harrer (Ingenieurassistent am Bau- und Zimentierungsamt des Linzer Magistrats)[11] und Georg Ramsauer (1795–1874), pensionierter k. k. Bergmeister in der Salinenverwaltung Hallstatt und einer der Pioniere der urgeschichtlichen Forschung in Oberösterreich (Pertlwieser & Zapfe, 1983: 409)[12]. Im Fokus stand die Bestimmung einer möglichen Bezugsquelle für die städtische Wasserversorgung[13]. Ge-

2 Siehe an dieser Stelle auch die Abbildung eines Gedenksteins zur Erneuerung der Schlossberg-Wasserleitung aus dem beginnenden 17. Jahrhundert.

3 Das typische Aussehen solcher Hausbrunnen in Linz (Hauptplatz 4) und Urfahr (Hauptstraße 35) wird dokumentiert bei Fiereder (1995: 56, 58).

4 Siehe hier AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 06.11.1867.

5 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 06.11.1867 und GRP vom 27.11.1867.

6 Schreinzer war vor seinem Eintritt in den Schuldienst Assistent am Lehrstuhl für Chemie an der Universität Wien. Neben seiner Tätigkeit an der Ober-Realschule in Linz, wo er auch als Vorstand des chemischen Laboratoriums fungierte, trat er auch als Gerichtssachverständiger für das Landesgericht Linz in Erscheinung: Jahres-Bericht der k. k. Ober-Realschule in Linz, Studienjahr 1863/64, Verlag der k. k. Ober-Realschule, Linz 1864: 19.

7 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 04.03.1868, fol. 67r–68v.

8 Ebd.

9 AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883): 1. Protokoll der Wasserversorgungskommission vom 17.04.1869.

10 Frank war Custos am physikalischen Kabinett der Ober-Realschule (Jahres-Bericht der k. k. Ober-Realschule in Linz, Studienjahr 1863/64, Verlag der k. k. Ober-Realschule, Linz 1864: 19). Seit 1866 agierte er auch als Prüfungskommissär für Dampfkessel in Linz-Umgebung und Urfahr (Jahres-Bericht der k. k. Ober-Realschule zu Linz, Studienjahr 1866/67, Verlag der k. k. Ober-Realschule, Linz 1867: 28).

11 Der Oberösterreicher. Geschäfts-, Haus- und Volks-Kalender auf das Schalt-Jahr 1868, 14. Jg., Verlag des Vinzenz Fink, Linz 1868: 117.

12 Ramsauer hatte sich kurz zuvor bei der Errichtung der Wasserleitung für das neue Badhaus in Hall hervorgetan (Baumgartner, 1864).

13 AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883): 1. Protokoll der Wasserversorgungskommission vom 17.04.1869.

prüft wurden die Quelle in der Linzer Sandstätte sowie die Bäche im Kürnberger Wald und im Haselgraben bei Kirchschlag (Pichler-Baumgartner, 2017: 70; zur Geologie des Linzer Raumes siehe im Allgemeinen Peschel, 1982, zur Hydrogeologie etwa Kohl, 1969)[14]. Alle diese Optionen erwiesen sich als ungeeignet: Die Sandstätten-Quelle erschien zu unergiebig, die Wässer des Kürnberger Waldes zu „*unbeständig*“ und „*in mehrfacher Beziehung vollkommen ungeeignet*“, die Untersuchungen des Haselgrabens hätten eine „*Unzulänglichkeit der dortigen Gewässer*“ ergeben (Benak, 1876: 1).

Damit schienen geografisch der Linzer Süden und damit das Einzugsgebiet der Traun, technisch die Hebung von Grundwasser die vielversprechendsten Lösungen zu sein (Benak, 1876: 1). Die konkrete Durchführung des Projekts sollte in Form einer privatrechtlichen Vergabe geschehen (Pichler-Baumgartner, 2017: 70). Tatsächlich wurde im April 1871 von der Stadt Linz ein entsprechender Vertrag mit der auch in anderen Städten engagierten Firma „Pongratz und Moore“ (Varetza, 1980: 67–69) geschlossen, wobei in dem Kontrakt die Frage der Bezugsquelle nicht definitiv entschieden, sondern das Unternehmen vor die Wahl zwischen dem Quellgebiet des linken Donauufers und dem Gebiet der Traun gestellt wurde (Heller, 1894: 4; Benak, 1876: 2)[15]. Die Stadt Linz delegierte somit die Verantwortung für die Festlegung der Bezugsquelle – allerdings im Ergebnis ohne Erfolg. Im Gegenteil: Das Projekt mit „Pongratz und Moore“ sollte fulminant scheitern und in eine veritable juristische Auseinandersetzung zwischen den Vertragsparteien einmünden (mit für Linz letztlich positivem Ausgang; Heller, 1894: 4–5). Die Darstellung von Gemeinderat Franz von Benak (1838–1919) spricht Bände: So hätte sich „Pongratz und Moore“ darauf beschränkt,

> „*ein Quantum Röhren zu deponiren, in einigen kurzen Straßenstrecken anläßlich ihrer Pflasterung solche zu legen, im Uebrigen aber Prolongationen zu erbitten, die ihnen vom Gemeinderathe wiederholt bewilligt wurden, bis endlich der Gemeinderath sich genöthiget sah, von dem ihm zustehenden Vertragsrechte Gebrauch machend, die Kaution dieser Unternehmer einzuziehen, und die Konzession für erloschen zu erklären*“ (Benak, 1876: 2)[16].

Bereits Anfang der 1870er Jahre mehrten sich nicht zuletzt vor diesem Hintergrund Stimmen, die das fortgesetzte Fehlen einer modernen Wasser-Infrastruktur in Linz zunehmend kritisch betrachteten (zu den Akteuren siehe detailliert Pichler-Baumgartner, 2017: 53ff.). Namentlich Gemeinderat Emmerich Hocke (1834–1915; Puffer, 1968: 159) sprach 1872 von einem „*Zurückbleiben der Entwicklung der Stadt Linz gegenüber viel ungünstiger gelegenen und kleineren Städten*“[17]. Zur Seite stand Hocke etwa das Kommando der freiwilligen Feuerwehr Linz, das 1873 mit merkbarer Ungeduld forderte, dass „*die Einführung der Wasserleitung mit allen zu Gebote stehenden Mitteln betrieben werden*“ solle. Die Feuerwehr sah nichts weniger als ihre eigene Tätigkeit in Frage gestellt, „*wenn das Wichtigste des Feuerlöschdienstes, die Krone des Ganzen, das Wasser mangelt*“ (zit. nach „Linzer Tages-Post“ vom 10.08.1873: 2).

In der Folge kehrte die Angelegenheit zurück in direkte städtische Verantwortung, neuerlich nahm ein gemeinderätliches Komitee zur Wasserfrage seine Arbeit auf. Unter den Mitgliedern befanden sich der Linzer Notar und liberale Landtagsabgeordnete Alois Bahr (1834–1898) – Vater des Dichters Hermann Bahr (1863–1934) –, die Gemeinderäte Benak, Emil Dierzer von Traunthal d. J. (1844–1904), Josef Hafferl (1823–1896) und Wilhelm Kukula (1833–1909) sowie der städtische Ingenieur Alexander Piero[18] (Pichler-Baumgartner, 2017: 70, zu den einzelnen Gemeinderäten siehe Puffer, 1968). Da abermals die Frage der Bezugsquelle für eine allgemeine Wasserleitung virulent wurde, wollte die Stadt dieses Mal auf Wissenschafter mit internationalem Renommee setzen. Ende 1873 ersuchte man daher den maßgeblichen österreichischen Fachmann in Angelegenheiten moderner städtischer Wasserinfrastruktur, Eduard Suess, um eine Einschätzung der Situation vor Ort und die Erstellung eines entsprechenden geologischen Gutachtens (siehe Schreiben in Anhang 1)[19]. Eine Linzer Deputation sprach Ende des Jahres 1873 auch persönlich bei Suess in Wien vor[20], dieser erklärte sich einverstanden, die „*erbethene Beihülfe*“ gewähren zu wollen[21]. In ähnlicher Weise wurde Suess übrigens auch in den Jahren nach seiner Tätigkeit für Linz von anderen Städten der österreichisch-ungarischen Monarchie wie dem nordböhmischen Industriezentrum Aussig (heute Ústí nad Labem/Tschechien), Brünn (Brno), Reichenberg (Liberec) oder Gmunden angefragt, wie die im Archiv der Geologischen Bundesanstalt aufbewahrten Materialien nachweisen[22].

Eduard Suess als geologischer Gutachter

Das Gutachten von Suess aus dem Jahr 1874

Seriöserweise wollte Suess (Abb. 1) seine Expertise zu Linz nicht ohne Kenntnis der realen Situation vor Ort abgeben. Nach längerem Terminisierungsvorlauf fand er sich Ende April 1874 (25./26. April) für Geländebegehungen und Be-

14 Ebd.

15 Der Kontrakt vom 19. April 1871 unter AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883). Siehe auch die entsprechenden Gemeinderatssitzungen: AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 04.08.1969, fol. 237v–238r; AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 27.04.1870, fol. 118v–119v; AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 01.06.1870, fol. 159r sowie AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 19.04.1871, fol. 76v.

16 Zur endgültigen Lösung des Kontrakts, nach mehreren Fristerstreckungen in den vergangenen Jahren, siehe AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 20.01.1875, fol. 19v–20v und AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 31.03.1875, fol. 100r–107v sowie die Materialien in AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883). – Mit der von „Pongratz und Moore“ einbehaltenen Kaution konnte Linz im Jahr 1875 zumindest die lokale Wasserleitung am Schullerberg realisieren, die sich aus der Quelle der Sandstätte speiste (Heller, 1894: 4–5; Rechenschaftsbericht 1876–1878: 63–65).

17 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 11.12.1872, fol. 337v.

18 Piero hat sich zuvor bleibende Verdienste um die Errichtung der Semmering-Bahn erworben (Fürst, 1879: 70).

19 GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 27.11.1873 (Original), unfol. sowie GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 17.12.1873 (Original), unfol. Siehe auch das Konzept dieses Schreibens unter AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883): Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 17.12.1873 (Konzept), unfol.

20 Ersichtlich aus GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 27.11.1873 (Original), unfol. sowie GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 17.12.1873 (Original), unfol.

21 GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 17.12.1873 (Original), unfol.

22 GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.1 und Schuber A 00212–S.2.

Abb. 1.
Eduard Suess (1831–1914), „Vater" der I. Wiener Hochquellenleitung und maßgeblicher Gutachter im Zusammenhang mit der Linzer allgemeinen Wasserleitung.

sichtigungen in der oberösterreichischen Landeshauptstadt ein (Benak, 1876: 3)[23]. Im Mai 1874 übermittelte er schließlich seine schriftliche Stellungnahme an den Linzer Bürgermeister Carl Wiser (1800–1889), der von 1873 bis 1885 amtierte und einer der maßgebenden Akteure in den Diskussionen um die allgemeine Wasserleitung war[24] (siehe Schreiben in Anhang 2).

Suess sprach sich darin kategorisch gegen die Heranziehung von Wasser aus der Donau – „*wegen ihrer zeitweisen Trübungen*" – für die Linzer Wasserleitung aus[25]. Auch die Quellengebiete am linken Donauufer, für welche die Stadtpolitik aufgrund der räumlichen Nähe zu Linz und der damit präsumtiv geringeren Kosten eine gewisse Präferenz zeigte, wollte Suess wegen der „*unsichere[n] Quantität*", der „*schwierige[n] Rohrlegung in einem von großen Felsblöcken theilweise erfüllten Thalboden*" und nicht zuletzt auch der erheblichen Kosten bei der „*Einlosung der Mühlen u. Werke*" nicht empfehlen. Er kam vielmehr zum Schluss, dass die Lösung im Gebiet der Traun zu suchen sei: „*Der Traunfluß scheint mir in erster Linie zu berücksichtigen. Er friert nicht u. trübt sich nicht, die Hauptübelstände anderer Flüsse sind daher nicht vorhanden.*" Suess schwebte eine Wasserversorgung über das Grundwasser im Gebiet der Traun vor und schlug daher vor, dies durch „*Hebung von Traunwasser mittelst Wasserkraft zu bewerkstelligen*". Als Entnahmestellen erschienen ihm Punkte in unmittelbarer Nähe des Flusses am günstigsten.

Seinem Gutachten fügte Suess noch Bemerkungen zum rechtlichen und organisatorischen Rahmen einer Linzer Wasserleitung bei. So empfahl er nicht nur die endgültige Lösung des zu diesem Zeitpunkt noch aufrechten Vertrags mit „Pongratz und Moore", sondern dezidiert die Verwirklichung des Projekts unter direkter städtischer Verantwortung: Die Stadt Linz solle dahingehend trachten, „*den keinesfalls billigen Bau selbst auszuführen*".

Die Linzer Stadtpolitik nahm dies durchaus ernst, befürchtete jedoch eine Überdehnung der städtischen Finanzen und sah sich daher vor die Alternative gestellt, „*entweder auf die Errichtung einer Wasserleitung ganz zu verzichten, oder den Steuerträgern ein neues Opfer aufzulegen, um eine solche herzustellen, und, nicht zum Nutzen irgend eines spekulativen Unternehmens, sondern zum allgemeinen Besten, also in eigener Regie der Gemeinde zu betreiben*" (Benak, 1876: 5). Im Gemeinderat bemühte man sich daher ungeachtet der Suessschen Empfehlungen um „*einen der Stadt möglichst nahegelegenen Wasserbezugsort*", galt es doch, den erwartbaren Kostenaufwand „*thunlichst zu verringern*" (Benak, 1876: 6). Nochmals brachte Gemeinderat Benak die Sandstätte ins Spiel, konkret die Niederung am Füchselbach nächst der Weingartshofstraße und damit ein Gebiet in unmittelbarer Nähe des heutigen Linzer Hauptbahnhofes (Benak, 1876: 6). Die Ende 1875/Anfang 1876 vorgenommenen Probebohrungen brachten jedoch kein eindeutiges Resultat, sodass sich Bürgermeister Carl Wiser – etwas zerknirscht von „*unliebsamen Zwischenfälle[n]*" sprechend – gezwungen sah, abermals hilfesuchend an Eduard Suess heranzutreten und ein neuerliches Gutachten zu erbitten[26] (Benak, 1876: 6; siehe auch Schreiben in Anhang 3).

Das Gutachten von Suess aus dem Jahr 1876

Anfang April 1876 fand sich Suess neuerlich in Linz zur Evaluierung der Situation ein. Am 2. April erfolgte eine Begehung der Örtlichkeiten, am 5. April erstattete er dem Linzer Gemeinderat persönlich Bericht[27]. Die schriftliche Ausarbeitung seines Gutachtens datiert auf den 25. April 1876 (Abb. 2)[28]. Suess erörterte darin auf systematischer Grundlage „*die einzelnen in Vorschlag gebrachten Bezugsquellen je nach den Vortheilen, die sie bieten, und den Nachtheilen, mit welchen sie verbunden sind*". Zum Quellgebiet am linken Donau-Ufer oberhalb von Urfahr (bis 1919 noch eine eigenständige Stadt) wollte Suess nicht anraten, da er Zweifel hegte, „*ob in jener Höhenlage, welche gewählt werden mußte, um das Reservoir in Linz zu erreichen, auch die nöthige Quantität vorhanden sei*". Auch von der Donau als Bezugsquelle für die Linzer Wasserversorgung riet Suess abermals aus verschiedenen Gründen ab. Die geografische Nähe und die quantitativ ausreichende Wassermenge wurden seiner Ansicht nach durch mannigfaltige Nachteile konterkariert:

> „*Der Charakter des Flusses bringt es mit sich, daß für Klär- und Filter-Bassins gesorgt werden müßte. Diese müßten tellerartig überwölbt und mit Erde bedeckt sein, weil sonst das Wasser im Winter in ihnen frieren würde, und die Anlage dieser Vorrichtungen allein so wie ihr Betrieb, würden weitaus das aufwiegen, was durch die Nähe der Bezugsquelle in beiden Richtungen etwa könnte erspart werden. Das Schlimmste dabei ist aber, daß selbst mit diesen Einrichtungen eine konstante Förderung nicht in Aussicht gestellt werden*

23 Siehe auch die im unmittelbaren Vorfeld seines Besuchs erfolgten Korrespondenzen von Gemeinderat Benak mit Suess, einliegend in GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2.
24 Zu Wiser siehe insbesondere Strassmayr (1954).
25 Hier und im Folgenden: AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883), Mappe „1874 I": Schreiben von Eduard Suess an Bürgermeister Carl Wiser vom 08.05.1874 (Original), unfol.
26 GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Bürgermeister Carl Wiser an Eduard Suess vom 23.02.1876 (Original), unfol.
27 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 05.04.1876, fol. 153r–156r.
28 Das Original unter AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 167 (Wasserleitung Schullerberg 1880–1889), Mappe „1887", Grüner Umschlag: Eduard Suess an Bürgermeister Carl Wiser vom 25.04.1876 (Original), unfol. Ein Abdruck bei Benak (1876: 6–10).

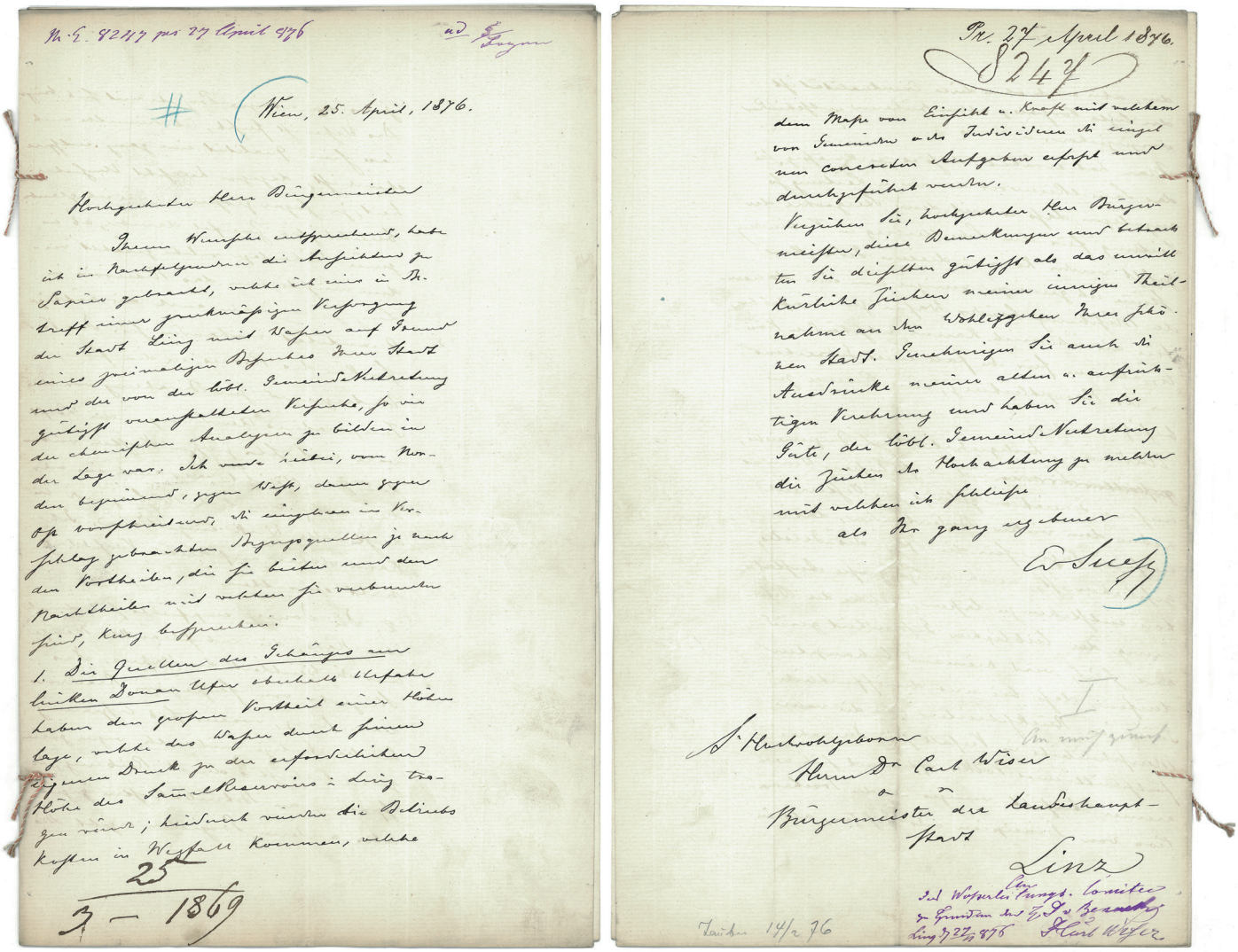


Abb. 2.
Erste und letzte Seite des Gutachtens von Eduard Suess vom 25. April 1876.

> *könnte, denn der Strom nimmt jährlich, insbesondere zur Zeit der Frühjahrshochwässer, durch eine gewisse Anzahl von Tagen, wohl auch Wochen, eine so intensive Trübung an, daß jedes Filter binnen der kürzesten Zeit den Dienst versagen muß.*“

Auch die Temperaturschwankungen der Donau bereiteten Suess Sorge, weshalb „*im Winter ein zu kaltes, im Sommer ein zu warmes Getränke*“ zu erwarten sei.

Als dritte Option prüfte Suess die Tauglichkeit der städtischen Sandgrube, die bereits anfangs in Diskussion für die zentrale Bezugsquelle einer allgemeinen Linzer Wasserleitung stand und auch im Vorfeld der Suessschen Gutachten von der Linzer Stadtpolitik wieder als hoffnungsreiches, der Stadt nächstgelegenes Quellgebiet angesehen wurde. Für Suess handelte es sich ohne Zweifel um „*eine recht hübsche Quelle*“, die auch bereits „*in vortheilhafter Weise jetzt zur Versorgung des höchst gelegenen Stadttheiles verwendet wird*“. Suess spielte hier auf die erwähnte Sandstätten-Wasserleitung am Schullerberg an, die jedoch nur einen kleinen Teil von Linz mit Wasser versorgte[29]. Allerdings sprach sich Suess gegen eine Aufwertung dieses Reservoirs zur entscheidenden Versorgungsquelle der Stadt Linz im Gesamten aus. Es sei dies „*nicht thunlich*“; über die Gründe führte Suess aus:

> „*Der Granit, welcher unter der Stadt Linz ansteht, zieht sich über den Schullerberg zum Freinberge und von da in südlicher und südöstlicher Richtung gegen die Eisenbahn herab, eine kleine tertiäre Scholle umschließend, welcher die Gegend der Villa Reiß, des Sierbauer und der Sandgrube angehören. Diese tertiäre Scholle ist wohl an der Oberfläche durch spätere Auswaschungen in Hügel zertheilt, bildet aber in ihrer Gesammtheit das Zusickerungsgebiet der Quellfäden in der städtischen Sandgrube. Ein so beschränktes Infiltrationsgebiet kann auch nur eine beschränkte Wassermenge liefern und wenn auch jetzt für die Bewässerung des Schullerberges nicht die gesammte vorhandene Wassermenge in Anspruch genommen wird, muß doch mit der Zeit durch die Verbauung des Infiltrationsbezirkes und durch die Anlage industrieller Etablissements mit Schöpfwerken auf denselben eine Verminderung des Abflusses in der Sandgrube herbeigeführt werden.*“

29 Zur Sandstätten-Leitung siehe v.a. RECHENSCHAFTSBERICHT, 1876–1878: 63–65 sowie HELLER (1894: 5) und LACKNER & STADLER (1990: 62).

Damit war für Suess klar, dass die Lösung der Wasserfrage nur im Linzer Süden gefunden werden konnte. Er betrachtete zunächst das Grundwasser am westlichen Rand der Traunebene – und urteilte skeptisch. Aufgrund des Einflusses der Oberflächen-Beschaffenheit und der Anfälligkeit für Kultureinflüsse (vor allem landwirtschaftliche Düngemittel) zeige sich „*die Veränderlichkeit und die Unzuverlässigkeit dieser Wassermengen in hygienischer Beziehung*". Suess verwies in diesem Zusammenhang auf die Untersuchungen Schreinzers vom Dezember 1875, bei denen „*nicht unbedenkliche Spuren organischer Substanzen*" und nicht zuletzt auch eine Belastung mit Ammoniak nachweisbar gewesen sei. Für die städtischen Randgebiete – zu solchen zählte Suess etwa die Gegend um die Oberösterreichische Landes-Heil- und Pflegeanstalt Niedernhart (später Landes-Nervenklinik Wagner-Jauregg, heute Kepler Universitätsklinikum Neuromed Campus) und das Breitwiesergut (heute noch erhalten in Form des Breitwiesergutshofs) – nahm Suess im Übrigen eine ähnlich gelagerte Problematik an. Er sah hier, „*nahe am Rande des Alluvialgebietes*", noch „*ein Stückchen der tertiären Bildungen […], welche von der städtischen Sandgrube her den Granit umsäumen. Das nöthige Quantum wird wohl leicht da oder dort in diesem Revier zu erreichen sein, aber die Unzuverlässigkeit der Qualität wird überall dieselbe sein.*" Suess hielt daher fest: „*Aus diesem Grunde kann ich, obwohl diese Bezugsquelle allen früheren vorzuziehen ist, mich auch nicht für dieselbe aussprechen.*"

Blieb die Traun. Diese böte, so Suess, „*an irgend einem außerhalb des Einflusses der menschlichen Ansiedelungen aufzusuchenden Punkte eine beliebige Menge von Wasser, weich, rein, von konstanter Temperatur*". Der Traunsee vertrete dabei „*die Stelle eines großen Klärbassins; es sind die Vortheile einer Flußleitung in Bezug auf Quantität und Weichheit, ohne ihre Nachtheile durch Trübung und wechselnde Temperatur*". Suess schloss auch aus, dass „*das Wasser aus den dem Flusse nächsten Alluvien irgendwie bedenkliche Spuren an organischer Substanz zeigen wird*". Von rein naturwissenschaftlichem Standpunkt war die Sache für Suess also klar. Etwaigen Kritikern, welche die Kosten eines solchen Projektes an der Traun bemängeln wollten, hielt Suess bereits vorausschauend entgegen, dass es sich „*nicht darum handelt, welches das billigste oder welches das theuerste, sondern welches das preiswürdigste Projekt sei*". Er empfahl daher der Stadt Linz abschließend, „*die unmittelbare Nähe des Traunflusses als Bezugsquelle*" für die städtische Wasserleitung zu wählen. Dieser Vorschlag sei „*allen früheren entschieden vorzuziehen*".

Am Ende seiner Ausführungen wollte Suess noch einige Bemerkungen grundsätzlicher Natur anfügen und der Stadt Linz mit auf den Weg geben:

> „*Es ist meine oft ausgesprochene und von Jahr zu Jahr sich bestärkende Ueberzeugung, daß eine Gemeinde-Vertretung kein kostbareres Gut zu verwahren hat, als die Gesundheit ihrer Mitbürger, und daß die erste Vorbedingung jeder Art von Wohlergehen denn doch das physische Wohlsein ist. Jede Art der Zuleitung von Wasser nach Linz kostet ein gutes Stück Geld, aber nur wenn die löbliche Gemeinde-Vertretung den kräftigen Entschluß faßt, das Beste zu wählen, erwirbt sie sich damit das befriedigende Bewußtsein, einer großen Aufgabe vollkommen gerecht geworden zu sein.*"

Und Suess weiter:

> „*Wenn es unserer Generation gelingt, in Oesterreich neben dem vielen Bedeutenden, das in mehreren Jahren für die Pflege des Geistes geschehen ist, auch einige große Anstalten entstehen zu lassen, welche der Besserung der leiblichen Gesundheit gewidmet sind, wird Niemand behaupten dürfen, daß bei uns der öffentliche Geist im Rückschreiten oder die wahre Menschenliebe im Verfall sei. Der wahre Fortschritt eines Volkes offenbart sich nach meiner Ansicht weniger in der Proklamation von Prinzipien oder Gesetzen, als in dem Maße von Einsicht und Kraft, mit welchen von Gemeinden oder Individuen die einzelnen konkreten Aufgaben erfasst und durchgeführt werden.*"

Weitere Diskussionen um die Linzer Wasserleitung

Mit dem im Ergebnis eindeutigen Gutachten von Eduard Suess schien nun die Verwirklichung der Linzer Wasserleitung auf der sprichwörtlichen Zielgeraden zu sein. Der Gemeinderat folgte Suess bereits vor der schriftlichen Ausarbeitung von dessen Gutachten vollinhaltlich und bekannte sich am 5. April 1876 nochmals zur „*Dringlichkeit der Ausführung einer allgemeinen Wasserleitung für die Stadt Linz*" (Abb. 3)[30]. Das städtische Bauamt sollte dazu an mehreren Punkten Grundwasserproben entnehmen und analysieren (lassen), zudem auch Erhebungen über die Niveauverhältnisse der Traun im Gebiet der bis 1923 selbstständigen Gemeinde Kleinmünchen veranlassen (Benak, 1876: 11; Rechenschaftsbericht, 1876–1878: 65–66). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen bekräftigten nochmals die Position von Suess: Die Sandstätte stellte kein ergiebiges Quellgebiet dar, während das Traunwasser bei Kleinmünchen „*in der unmittelbaren Nähe des Flusses aus sehr geringer Tiefe gepumpt wurde, und daselbst reichlich in vorzüglicher Klarheit und Frische zu haben ist*" (Benak, 1876: 11).

Nur kurze Zeit später betraute der Linzer Gemeinderat im Mai 1876 abermals ein privates Unternehmen – die deutsche Wasserwerksgesellschaft zu Frankfurt am Main (Rödel, 1986) – mit der konkreten Erarbeitung einer Machbarkeitsstudie „*zur Vergleichung des Kostenaufwandes der verschiedenen möglichen Varianten*"[31]; Ziel war somit die endgültige Bestimmung des Wasserbezugsortes für die Linzer Wasserleitung samt der sich daraus ergebenden Kosten (Heller, 1894: 6). Noch 1876 legte sich die Wasserwerksgesellschaft fest und identifizierte einen Ort in unmittelbarer Nähe der Traun (beim sogenannten Leimsiederhaus) als den optimalen Entnahmepunkt für das Wasser und die Errichtung eines Wasserwerks (Deutsche Wasserwerks-Gesellschaft, 1876: 6; Heller, 1894: 6). Dies wurde auch Suess kommuniziert[32], der die Entscheidung positiv beurteilte (Heller, 1894: 6). Um ganz sicher zu gehen, beschloss der Linzer Gemeinderat in seiner Sitzung vom 17. Januar 1877 die Errichtung von Probebrunnen, allerdings nicht nur beim Leimsiederhaus, sondern zu Vergleichszwecken auch an einer anderen Stelle (Abzweigung

30 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 05.04.1876, fol. 155v. Zit. auch bei Benak (1876: 11).

31 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 17.05.1876, fol. 65r–66v. Zit. auch bei Heller (1894: 6).

32 GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Franz von Benak an Eduard Suess vom 12.11.1876 (Original), unfol.

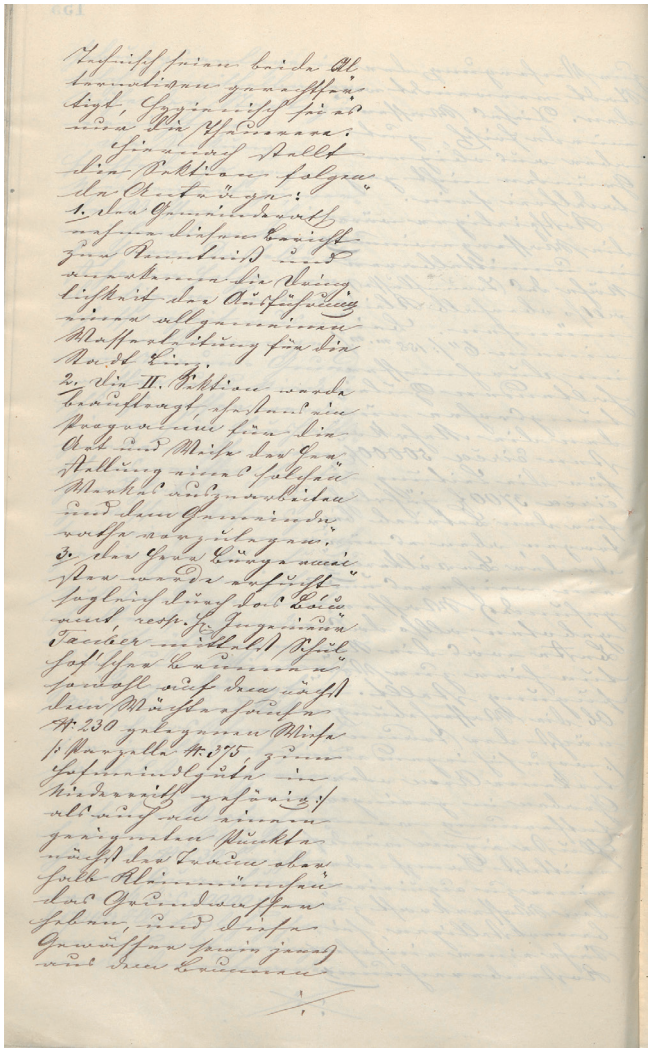


Abb. 3.
Original-Protokoll der Gemeinderatssitzung vom 5. April 1876 mit oben zitierter Entschließung zur Dringlichkeit einer allgemeinen Wasserleitung.

der damaligen Welser Reichsstraße hin zum Spallerberg, von dem der heutige Linzer Bezirk Spallerhof seinen Namen hat) (HELLER, 1894: 6)[33].

Die damit schon weit gediehenen Planungen sorgten allerdings nicht nur für Zufriedenheit bei den Befürwortern der Wasserleitung, sondern mobilisierten auch deren Gegner, die das Projekt als Ganzes in Frage stellten. Was folgte, war eine von beiden Seiten mit Vehemenz geführte öffentliche Auseinandersetzung. Der Linzer Arzt Leopold Winternitz (1833[34]–1911) forderte im Juli 1876 etwa in der liberal-nationalen „Tages-Post" bei fortgesetzter Uneinsichtigkeit der städtischen Bevölkerung die zwangsweise Einleitung des Wassers in die Häuser (WINTERNITZ, 1876: Teil 1: 1). Die Gegenposition nahm der Vorsitzende des oberösterreichischen Landessanitätsrates und Arzt Anton Bruckners, Josef Födinger (1810–1883)[35], ein, der „*die Ursache der großen Sterblichkeit ganz wo anders als im Wasser*" suchen wollte und zu bedenken gab: „*Welche Menge an Todesursachen liegt in den rücksichtslos auf die Gesundheit geschlossenen Ehen, in der verkehrten Lebensweise, in der schlechten Ernährung, der von kranken Eltern abstammenden Kinder, in der nur für Ratten geeigneten Wohnungen?!*" (FOEDINGER, 1877: 3).

Neben diesen von medizinischer Seite aus geäußerten Bedenken organisierte sich eine breite, im katholisch-politischen Casino und im volkswirtschaftlichen Bürgerverein organisierte Front an Linzer Hauseigentümern (460!), die sich mit einer Petition an den Gemeinderat wandten, in der sie die Notwendigkeit einer Wasserleitung bezweifelten und die großen Kosten kritisierten (MAYRHOFER, 1990: 157; HELLER, 1894: 7)[36]. Genau dies hatte Gemeinderat Benak bereits in seinem Bericht an den Gemeinderat im Mai 1876 befürchtet, wenn er nämlich davon sprach, dass sich „*die Bevölkerung von Linz mit dem Gedanken vertraut machen [wird] müssen, ein Opfer zu bringen, wenn sie die – allerdings in einer anderen Richtung unschätzbaren – Wohlthaten einer allgemeinen Wasserleitung erlangen will*" (BENAK, 1876: 16). Die Vehemenz der Ablehnung, die in dieser Phase von Seiten der „Wasserscheuen" kam, als sie die Wasserleitungsbefürworter in pejorativer Anlehnung an die im Volksmund auch so genannte Tollwut („Wasser-Scheu") bezeichneten (MAYRHOFER, 1990: 157)[37], schien dann aber doch zu überraschen: Es wurde von „*Tyrannei*" gesprochen (so der Linzer Hausbesitzer und Historienmaler Adolf Stanzl; STANZL, 1877: 1)[38], und der Mundartdichter Johann „Hans" Jungwirth (1828–1893), Namensgeber der Jungwirthstraße im Linzer Makartviertel[39], ließ mit geharnischten Reimen aufhorchen (JUNGWIRTH, 1877: 2):

„[…]

Nan, wassescheu san ma nöd, glaubt's ma, meine Herrn!
Aber, wer so was dumms löst, kann winni leicht wern!

[…]

Ih bi g'wiß dafür, daß man guat's Wasser kriag'n,
Aber – gar so viel schuldi bleib'n, will ich nöd ziag'n.
Was soll'n denn mir alle Last trag'n alloan,
Was s' früher versammt und wo's nix hab'n wöll'n thoan?
So lang's auf an andere Art nöd kann geh'n,
Is ,s g'scheidter, ma laßt dö ganz' Leitung nu steh'n;

33 Siehe AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 17.01.1877.
34 Eventuell auch 1832; siehe Universitätsbibliothek der MedUni Wien: Biobibliografisches Portal der Vertreter und Vertreterinnen der Wiener Medizinischen Schule(n), online unter http://ub-physicus.meduniwien.ac.at/BG/content/origaz.php?ID_ort=&ID_seite=&a_suche=true&a_pos=1700&liste=false&personal=-false&a_record_limit=25 (18.09.2020).
35 Siehe hier ZAMAZAL (2009: 251–252).
36 Die Stellungnahmen, abgedruckt im RECHENSCHAFTSBERICHT, 1881: 80. Demnach hielt das katholisch-patriotische Casino fest: „*Die Hausbesitzer von Linz, welche durch die Canalisirung und namentlich durch die grossen Auslagen der Einzapfung in den Canal auf das empfindlichste getroffen werden, sind nicht im Stande, die Kosten der Einzapfung der Wasserleitung in ihre Häuser und die fortwährende Belastung durch dieselben zu ertragen, abgesehen davon, dass der grosse Wert der in den Häusern bestehenden Brunnen durch dieselben verloren geht und ein so nothwendiges Bedürfnis für alle Classen der Bevölkerung, wie das Wasser ist, ohne allen zwingenden Grund vertheuert wird.*"
37 Josef Horner (1831–1894) empörte sich 1879 im Gemeinderat über diese gemeinhin gepflogene Zuschreibung: „*Es wurde gesagt von der Wasserscheu. Ich muß den Ausdruck zurückweisen. Ich habe in Linz wasserscheue Menschen nicht gesehen und jeder Mensch, der Him hat, verlangt gutes Trinkwasser.*" („LINZER TAGES-POST" vom 22.08.1879: 2).
38 Zu ersten Informationen zu Adolf Stanzl (1834–1886) siehe WACHA (1959: 400).
39 Stadtgeschichte Linz, Linzer Straßennamen, Jungwirthstraße, online unter https://stadtgeschichte.linz.at/strassennamen/Default.asp?action=strassendetail&ID=1779 (12.09.2020).

Nöd daß nur was Halberts, was Ung'wiß's wird g'macht,
Und wann nachad förti is, – trauri betrach't; –
Und daß ma aft Schuld'n hab'n, wia Sand am Meer' –
Da rinnt uns glei ‚s Wasser in's Mäul nachad her!"

Der Gemeinderat sah sich vor diesem Hintergrund veranlasst, eine abwartende Haltung einzunehmen (HELLER, 1894: 7) und den Bau der Wasserleitung zu „sistieren". Im Hinblick auf die medizinischen und sanitären Aspekte sollte nochmals eine Expertenmeinung eingeholt werden und ein fachliches Gutachten des oberösterreichischen Landessanitätsrates Klarheit in Bezug auf den Zusammenhang von Mortalität und Wasserqualität schaffen. Die vorgenommenen Erhebungen verschiedener Fachrichtungen beanspruchten nicht weniger als vier Jahre, ehe 1881 der Arzt Karl Schiedermayr (1818–1895)[40] mit der abschließenden Darstellung der Ergebnisse beauftragt wurde (SCHIEDERMAYR, 1882: 1). Auch Schiedermayr war Mitglied des Landessanitätsrates, wo er am 6. April 1881 über die „Sanitätsverhältnisse der Landeshauptstadt Linz und den eventuellen Einfluss einer Wasserleitung auf dieselben" vortrug (SCHIEDERMAYR, 1882: 1). Schiedermayrs Fazit ließ wenig Interpretationsspielraum:

„*1. Die Gesundheitsverhältnisse der Landeshauptstadt Linz sind ungünstige;*

2. diese ungünstigen Verhältnisse sind, wenigstens zum Theile, in der mehr oder minder schlechten Beschaffenheit der Trinkwasser begründet;

3. es ist daher mit Grund anzunehmen, dass durch die Beschaffung guten Trinkwassers, womöglich mittelst einer Quellenleitung, die Gesundheitsverhältnisse von Linz eine wesentliche Verbesserung erfahren werden." (SCHIEDERMAYR, 1882: 25)[41]

Parallel dazu führte die Stadt Linz auch Verhandlungen zu einer neuerlichen privaten Vergabe der Errichtung der Wasserleitung. Am 22. Juni 1881 wurde ein Vertrag mit der Firma „Corte & Comp." aus Prag geschlossen, der gemeinsam mit dem Wasserbauingenieur und königlichen Baurat Bernhard Salbach (1833–1894) aus Dresden das Recht zum Bau und Betrieb einer Wasserleitung in Linz für 25 Jahre eingeräumt wurde (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1881: 70–80; HELLER, 1894: 10). Damit verbunden war jedoch die Auflage, das Wasser vom linken Donau-Ufer und damit vorzugsweise aus dem Bereich des Haselgrabens oder des Höllmühltales einzuleiten, in einer Menge von täglich bis zu 4.800 Kubikmeter (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1881: 71; HELLER, 1894: 10). Paragraph 7 des Vertrags legte dazu unmissverständlich fest:

„*Zur Einleitung in die Stadt wird stets nur ein Quellwasser aus dem im Eingange dieses Vertrages bezeichneten Quellengebiete des linksseitigen Donau-Ufers und zwar ein Wasser zugelassen, dessen physikalische und chemische Beschaffenheit nach vorausgegangener Prüfung durch die von der Gemeindevertretung gewählten Sachverständigen vom Gemeinderathe für zweckentsprechend erklärt wird.*" (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1881: 72).

Damit hatte sich der Gemeinderat für eine Bezugsquelle entschieden, die im eklatanten Widerspruch zu den Ergebnissen der Gutachten von Eduard Suess stand. Dieser wurde aber nicht nochmals angefragt, wie das Fehlen einer entsprechenden Korrespondenz in den Archiven von Linz und der GBA manifestiert[42] – und sollte doch Recht behalten. Nach kostspieligen Vorarbeiten gelang Corte & Comp. zur Einsicht, dass die geforderte Wassermenge am linksseitigen Donauufer schlicht nicht aufzubringen war (HELLER, 1894: 10f., RECHENSCHAFTSBERICHT, 1883: 85–89). Die diesbezüglichen Ausführungen der Firma lesen sich wie eine Paraphrasierung des sieben Jahre zuvor übermittelten Gutachtens von Eduard Suess. In Anbetracht der von ihr durchgeführten Versuchsbohrungen gestand Corte & Comp. ein, dass

„*es nicht möglich ist, die geforderten Wasserquantitäten [...] aus Quellen des linksseitigen Donau-Ufers und unter der Bedingung zu gewinnen, dass das Wasser selbstthätig der Stadt zufliesse und zwar:*

1. weil die Erschliessung unterirdisch in den Thalrinnen sich bewegender Quellwässer zufolge der festen Lagerung der die Thalrinne ausfüllenden Erdschichten nicht möglich ist;

2. weil die Quellen der Granitformationen sowie auch des Gneises nicht als geschlossene grössere Quellen auftreten;

3. die Ergiebigkeit der einzelnen Quelle nur eine sehr geringe ist, die Anzahl der zu acquirirenden Quellen daher eine sehr grosse sein müsste, deren Vorhandensein völlig in Abrede gestellt werden muss;

4. weil die Ergiebigkeit der Quellen des Granit in den meisten Fällen eine sehr schwankende ist, somit die Sicherheit des Wasserbezuges nur durch langjährige Beobachtungen nachgewiesen werden kann und schliesslich

5. weil durch die Benützung einer grossen Anzahl von Quellen voraussichtlich Entschädigungsansprüche wegen Wasserentzuges auftauchen werden, welche an sich schon geeignet sind, die Ausführung dieser Wasserversorgung mit Hilfe dieser Bezugsquelle illusorisch zu machen." (zitiert nach RECHENSCHAFTSBERICHT, 1883: 87–88)

Corte & Comp. musste daher beim Linzer Gemeinderat um Auflösung des Vertrages ansuchen, was mit Gemeinderatsbeschluss vom 30. Juli 1883 auch geschah (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1883: 85; HELLER, 1894: 11).

Das abermals unrühmliche Ende auch dieses bereits dritten Versuchs der privatrechtlichen Errichtung einer städti-

40 Schiedermayr, Sohn des Komponisten und Organisten Johann Baptist Schiedermayr d. Ä., wirkte ab 1874 als Bezirksarzt für Linz und Perg mit Sitz in Linz, ab 1875 als Statthaltereirat und Landessanitätsreferent für Oberösterreich. Ab 1881 wirkte Schiedermayr auch als Präsident des Vereins für Naturkunde in Oberösterreich – neben seiner Arzttätigkeit war er leidenschaftlicher Botaniker (SPETA, 1994).

41 Im Mai 1883 wurde zudem eine Resolution des „Vereines der Aerzte in Linz" verabschiedet, die sich angesichts der „*geradezu niederschlagend trostlosen Zustände unseres Trinkwassers*" für „*eine kräftige Förderung der von allen Kreisen mit ungetheilter Aufmerksamkeit und Theilnahme verfolgten Wasserleitungsfrage*" aussprach (zit. nach RECHENSCHAFTSBERICHT, 1883: 92).

42 Im Nachlass Suess an der GBA findet sich zwar ein oberösterreichisches Schreiben aus dem Jahr 1881, allerdings wurde dieses nicht von städtischer, sondern von Landesseite übermittelt und betraf die Frage der sogenannten Gunterquelle in Bad Hall: GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2: Landeshauptmann Moritz Eigner an Eduard Suess vom 03.02.1881 (Original), unfol.

schen Wasserleitung (nach dem fulminanten Scheitern des Projekts mit „Pongratz und Moore“ im Jahr 1875 und der nicht weiterverfolgten Unternehmung mit der DEUTSCHEN WASSERWERKS-GESELLSCHAFT, 1876) führte allerdings zu einer doppelten Weichenstellung: Zum einen wurde der Bau der Wasserleitung nunmehr tatsächlich als öffentliche Angelegenheit der politischen Gemeinde verstanden, die Wasserleitung sollte daher unter direkter städtischer Regie und Verantwortung errichtet werden. Der diesbezügliche Beschluss im Gemeinderat erfolgte im Juli 1884 (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1884: 96)[43]. Zum anderen wurde die Option, Linz mit Quellwasser vom linken Donau-Ufer zu versorgen, endgültig aufgegeben (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1884: 102). Es lief also abermals auf die von Suess 1876 präferierte und von ihm als im Grunde alternativlos angesehene Variante mit der Bezugsquelle über das Grundwasser im Gebiet der Traun hinaus. Damit wurde auch das Postulat von Gemeinderat Johann Thaler (1831–1890), im Zivilberuf Primararzt der Landesfrauenklinik (PUFFER, 1968: 268), aus dem Jahr 1884 eingelöst, wonach die Bezugsquelle der Wasserleitung vorrangig geklärt werden müsste: „*Bevor wir aber über eine Wasserversorgung irgend welche nähere Projecte machen, müssen wir ein Wasser haben, das wir leiten können.*“ (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1883: 95)[44]

Die finale Errichtung der Linzer Wasserleitung

Anfang März 1885 trat das Projekt einer allgemeinen Wasserleitung für Linz mit der Errichtung eines Versuchsbrunnens in Kleinmünchen in seine entscheidende Phase (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1885: 92–96). Konkrete geologische, vor allem aber physikalische und chemisch-bakteriologische Untersuchungen sollten folgen. Neben Edmund Schreinzer und dem Professor für medizinische Chemie an der Universität Wien Ernst Ludwig (1842–1915) für die chemische Analyse wurden der Wiener Universitätsprofessor und Mediziner Anton Ritter von Frisch (1849–1917) für die mikroskopische und bakteriologische Analyse, Max von Pettenkofer für ein „hygienisches“ Gutachten und Wasserbauingenieur Salbach aus Dresden für eine bautechnische Stellungnahme zu Rate gezogen (die gesammelten Gutachten abgedruckt im RECHENSCHAFTSBERICHT, 1885: 93–105). Und auch Eduard Suess wurde neuerlich um die Abgabe eines Gutachtens ersucht, in dem er sich schließlich kritisch mit den Befunden aus dem Versuchsbrunnen auseinandersetzte: Suess sah sich zu seinem „*lebhaften Bedauern*“ nämlich „*nicht in der Lage, das von der löblichen Gemeinde Linz in dem Versuchsbrunnen zu Scharlinz erschrotete Wasser als Bezugsquelle für Trink- und Nutzwasser zu empfehlen*“ (hier und im Folgenden RECHENSCHAFTSBERICHT, 1885: 103). Seiner Ansicht nach lieferten die bakteriologischen und chemischen Untersuchungen nicht jene Ergebnisse, „*welche ohne Bedenken der Bevölkerung einer so beträchtlichen Stadt geboten werden könnte[n]*“. Suess setzte fort:

> „*Es ist eben, wie sowohl die nicht unbeträchtliche Härte als auch der Gehalt an Salpetersäure zeigen, das Grundwasser eines mit organischen Substanzen gemengten, wahrscheinlich auf grösseren Strecken hin gedüngten Ackerlandes und als solches als Trinkwasser nicht zu empfehlen. Die Lage von Linz bietet, wie ich leider bereits vor Jahren sehen musste, der Anlage einer guten Wasserleitung grosse Schwierigkeiten. Es dürfte sich empfehlen, viel näher an die Traun in die Auen, ein gutes Stück oberhalb Kleinmünchen, zu gehen, dort einen ganz einfachen Brunnen mit einfachem Schöpfwerk, wie auf einem gewöhnlichen Hausbrunnen aufzustellen und nach 12- oder 20stündigem unausgesetzten Pumpen durch Menschenkräfte, das Wasser abermals hieher zur Untersuchung zu schicken.*“

Weitere Probebrunnen wurden abgeteuft, zusätzliche Untersuchungen durchgeführt. Im Juni 1887 erstattete der Linzer Arzt Emmerich Stockhammer (1850–1915) unter Einbeziehung geologischer Analysen ein umfassendes, die verschiedenen Aspekte betrachtendes Gutachten, das dem Wasser des Versuchsbrunnens von Scharlinz „*tadellos[e]*“ Qualität bescheinigte (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1887: 140–161, hier 158). Scharlinz – südlich der damaligen Linzer Stadtgrenzen, im Gemeindegebiet von Kleinmünchen gelegen – hatte damit das Rennen gemacht.

Ab dem Jahr 1888 ging die Stadt Linz nun daran, durch Aufkauf entsprechender Parzellen die rechtlichen und durch Beauftragung entsprechender Studien die technischen Grundlagen für die Errichtung ihres zentralen Wasserwerks zu schaffen (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1888: 156–198, auch RECHENSCHAFTSBERICHT, 1889: 187–204). Im März 1891 genehmigte der Linzer Gemeinderat das detaillierte Bauprojekt, im Juni 1891 wurden die ersten Ausschreibungen für die durchzuführenden Arbeiten veröffentlicht (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1890: 196–202)[45], am 29. Oktober 1891 erfolgte durch die siegreiche Bauunternehmung Rumpel & Niklas aus Teplitz (heute Teplice in Tschechien) der Spatenstich zur Aushebung des Zentralbrunnens (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1892: 182, HELLER, 1894: 76–79) (Abb. 4). Nach knapp zweijähriger Bauzeit konnte das Wasserwerk Scharlinz seiner Bestimmung übergeben werden.

Das Wasserwerk entnahm Grundwasser aus drei Tiefbrunnen, wobei zunächst zwei Dampfmaschinen zu je 55 PS Stärke als Pumpen zum Einsatz kamen (Abb. 5, 6). Ihr maximales Volumen betrug 9.600 Kubikmeter pro Tag (Beschreibung der Anlage bei HELLER, 1894: 70–76; siehe auch PICHLER-BAUMGARTNER, 2017: 46). Zu diesem Zeitpunkt rechneten die Stadtverantwortlichen mit einem Bedarf von 125 Litern Wasser pro Person und Tag; das Versorgungsgebiet wurde auf maximal 77.000 Personen taxiert (PICHLER-BAUMGARTNER, 2017: 46, Anm. 134). Die Kosten des Projektes beliefen sich in der „heißen“ Phase der Jahre 1888 bis 1894 auf annähernd 710.000 Gulden (HELLER, 1894: 78–79) und wurden zum größten Teil nicht aus dem regulären städtischen Haushalt, sondern aus der sogenannten „Millionenanleihe“ des Jahres 1890 bestritten (RUMPEL & NIKLAS, 1894: 2–4).

Wohl nicht zuletzt vor dem Hintergrund ihrer keineswegs harmonischen Errichtungsgeschichte beschloss der Linzer Gemeinderat, von größeren Feierlichkeiten zur Eröffnung der allgemeinen Wasserleitung abzusehen (HELLER, 1894: 79). Am 6. Mai 1893 fanden sich zur offiziellen Inbetriebnahme der Wasserleitung daher neben den Gemeinderats-Mandataren nur die Spitzen der Zivil- und Militärbehörden ein (HELLER, 1894: 79; RECHENSCHAFTSBERICHT, 1892: 307–309). Eduard Suess fehlte, allerdings vergaß Bürgermeister Johann Evangelist Wimhölzel (1833–1900)

43 Siehe auch AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 23.07.1884.
44 Siehe auch AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 20.02.1884.
45 Die Ausschreibung für die Maschinenanlagen erfolgte bereits im Februar 1891 (HELLER, 1894: 64).

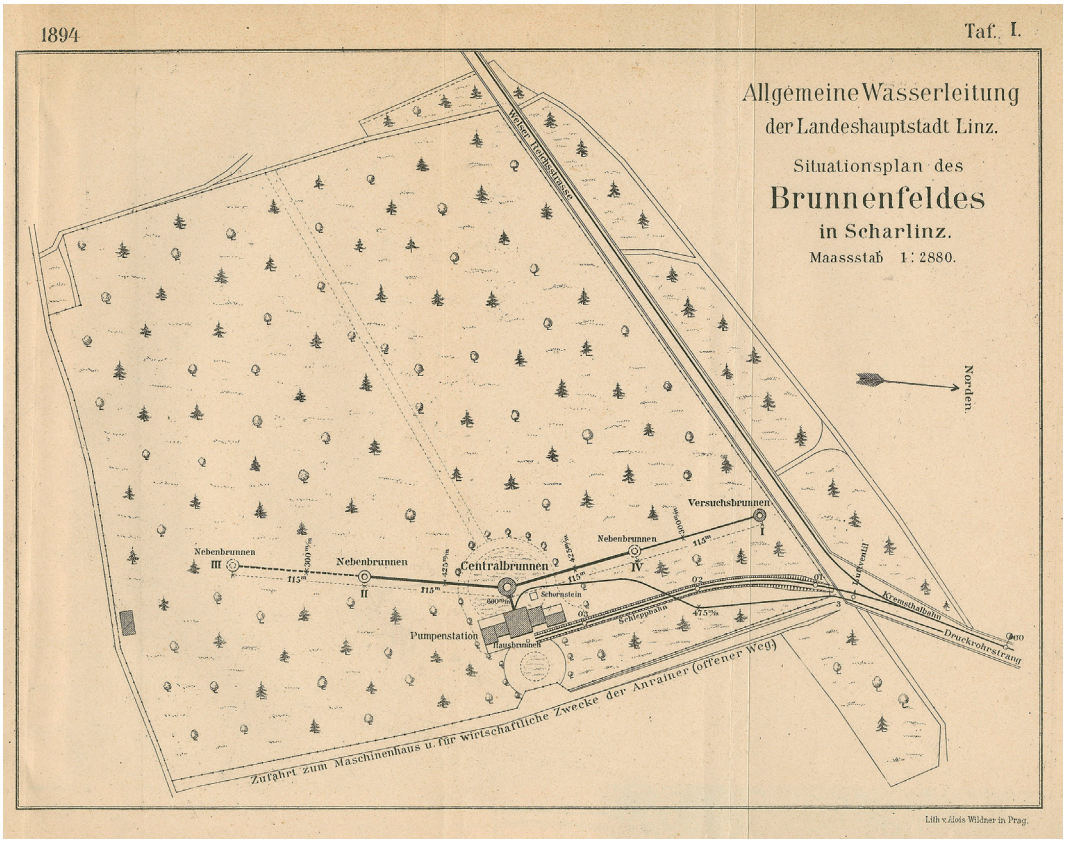


Abb. 4.
Brunnenfeld in Scharlinz (HELLER, 1894: Tafel I).

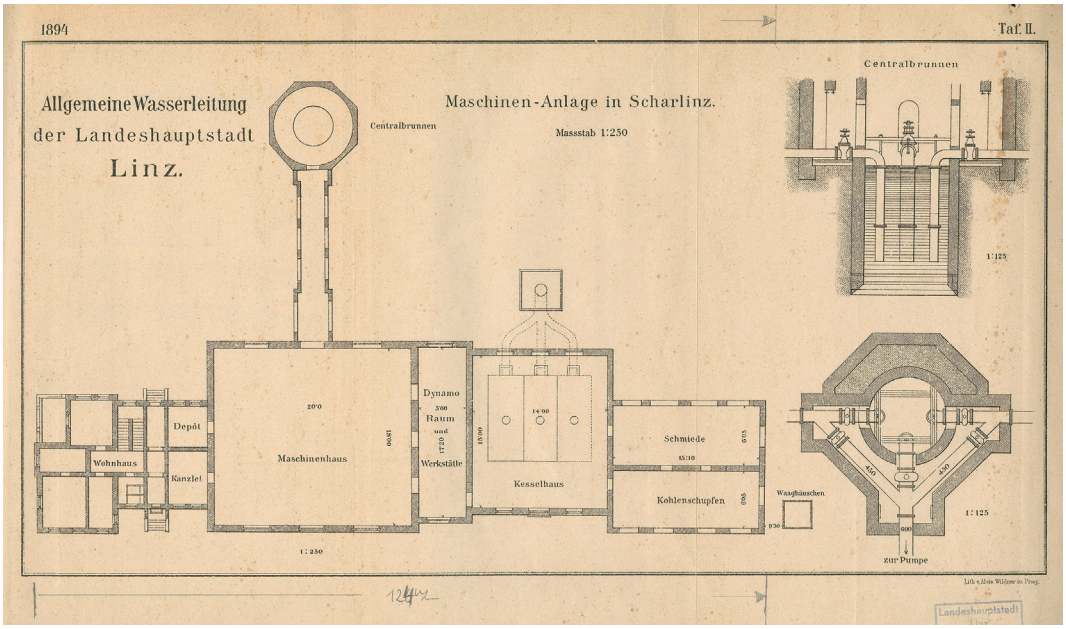


Abb. 5.
Maschinenanlage in Scharlinz (HELLER, 1894: Tafel II).

in seiner Eröffnungsansprache nicht darauf, ihn gesondert zu erwähnen: Der Gemeinderat habe sich, „*soweit die eigene Kraft nicht reichte, mit den Männern der Wissenschaft und der Erfahrung in Verbindung gesetzt*“, durch „*deren Rath und durch deren Hilfe ist es möglich geworden, eine Lösung zu finden, welche dieser Stadt zum Glücke und zum Heile für alle Zeiten werden wird*“. In diesem Sinn gedachte Wimhölzel „*mit dem Gefühle des Dankes [...] des Herrn Professors Ed. Sueß in Wien, unseres Ehrenbürgers, welcher schon vor mehr als 20 Jahren uns die Stelle bezeichnete, auf welcher wir beiläufig heute stehen, und uns dringend rieth, von hier aus die Stadt mit Grundwasser zu versorgen*“ (zitiert nach HELLER, 1894: 80).

Dass Suess jedoch Anteil an der Eröffnung der Wasserleitung nahm, beweist ein Telegramm, das Wimhölzel in der der Eröffnung folgenden Gemeinderatssitzung vom 10. Mai 1893 verlas:

> „*Empfangen Sie, Herr Bürgermeister, aus der Ferne meine herzlichsten Glückwünsche für die gute Stadt Linz. Möge das vollendet Werk Ihrer Bürgerschaft ein dauernder Segen sein, und mögen diejenigen, welche durch Ausdauer alle Schwierigkeiten zu überwinden*

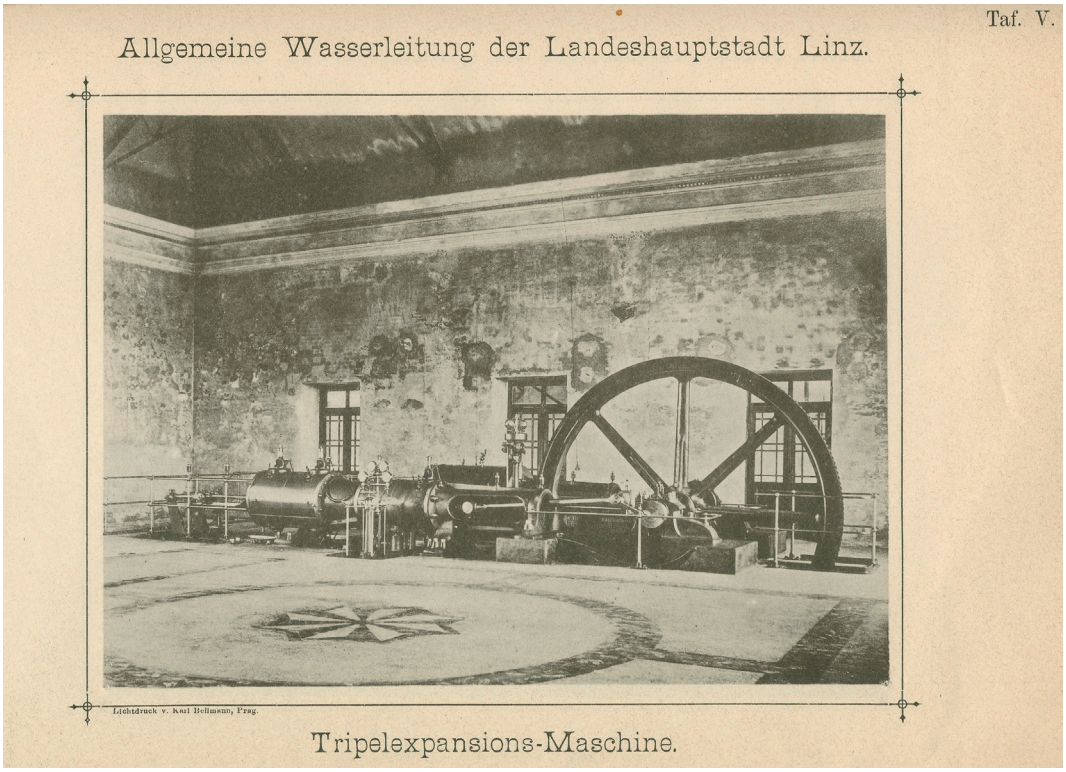


Abb. 6.
Tripelexpansions-Maschine in Scharlinz (HELLER, 1894: Tafel V).

> *wussten, noch viele Jahre des Erfolges ihrer Ueberzeugungstreue und des Bewusstseins einer vollbrachten That sich erfreuen.*“ (zitiert nach RECHENSCHAFTSBERICHT, 1892: 309)

Mit Hilfe der Wasserleitung konnte nunmehr die gesamte Linzer Innenstadt von der Donau bis zum Bahnhof sowie das Gebiet östlich des Hauptplatzes – über die Tabakfabrik hinaus – versorgt werden (Abb. 7) (PICHLER-BAUMGARTNER, 2017: 153–154). Größere Versorgungslücken blieben noch im Bereich der 1873 eingemeindeten Vororte Lustenau und Waldegg bestehen, die auch am Ende des 19. Jahrhunderts noch kaum Zugang zum Netz der allgemeinen Wasserleitung erhielten (PICHLER-BAUMGARTNER, 2017: 154). Die statistischen Zahlen sprachen jedenfalls eine deutliche Sprache: Während im ersten Betriebsjahr 1893 genau 645 Linzer Häuser an die Wasserleitung angeschlossen wurden, was einem Prozentsatz von etwa 30 % des gesamten Hausbestandes der Stadt Linz entsprach, so konnten bis 1909 knapp 80 % aller Häuser erreicht werden (RECHENSCHAFTSBERICHT, 1893: 194; detaillierte Aufstellung bei PICHLER-BAUMGARTNER, 2017: 157–159). Die Wasserleitung war zweifellos zu einem Erfolgsmodell geworden.

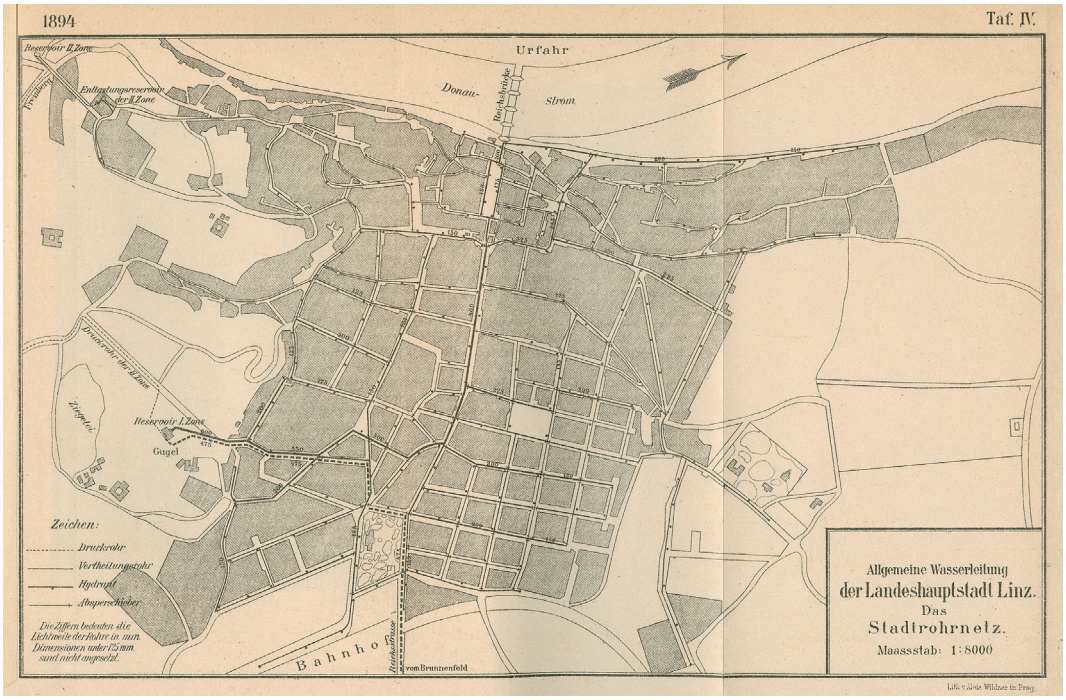


Abb. 7.
Rohrnetzplan der allgemeinen Wasserleitung von Linz (HELLER, 1894: Tafel IV).

Die Urfahraner Wasserleitung

Von der Linzer Wasserversorgung ausgeschlossen blieb der heutige Linzer Stadtteil Urfahr nördlich der Donau, bis 1919 eine eigenständige politische Gemeinde (Dohle, 1999). Der Gemeinderat von Linz hatte zwar 1889 bei der Stadt Urfahr angefragt, ob diese eine Abzweigung der Linzer Wasserleitung nach Urfahr anstrebe (hier und im Folgenden Rechenschaftsbericht, 1893: 197–200; Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: 18–24 sowie Rathberger, 2009: 29–34). Die Antwort fiel aus verschiedenen, insbesondere auch finanziellen Erwägungen zögernd aus. Weitere Verhandlungen folgten ab 1893, wurden jedoch im November 1894 ergebnislos abgebrochen. Der Gemeinderat von Urfahr fasste nun eine autonome Lösung ins Auge, wobei 1895 und 1896 vorgenommene Voruntersuchungen in Lichtenberg, Kirchschlag und der Koglerau erwiesen, dass die Quellen nördlich der Donau wohl nicht die benötigte Wassermenge liefern konnten. Auch in Urfahr stellte sich also die Frage nach der Bezugsquelle für eine städtische Wasserleitung.

Nach Finalisierung der Urfahraner Kanalisation im Jahr 1898 (auch dies eine augenscheinliche Parallele zur Entwicklung in Linz) ging man in Urfahr bald daran, neuerliche und umfassende Studien zur Verwirklichung einer eigenen Wasserleitung in Auftrag zu geben (Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: Vorwort). Für die Urfahraner Stadtpolitik stand außer Frage, dass die „*Versorgung ihres Gebietes mit gesundem und schmackhaften Wasser zu den wichtigsten Zweigen der städtischen Wohlfahrt zählen*“ und damit als alternativlos anzusehen sei (Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: 6). Die „*Einwendung, daß in einer Stadt die Menschen Jahrhunderte lang ohne den Bestand einer Wasserleitung ihr Leben fristen konnten, rechnet daher wohl nur mit der Einsicht der Thörichten*“ (Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: 6).

Analog zu Linz bemühte sich auch die Stadt Urfahr um profunde geologische Expertise von außerhalb. Im Zusammenhang mit Besichtigungen des Tiefquellenleitungs-Projektes von Krems an der Donau 1898[46] waren die Urfahraner Entscheidungsträger auf den dort engagierten Geologen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Georg Geyer (1857–1936), aufmerksam geworden und ersuchten ihn (Abb. 8) um seinen fachlichen Rat (Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: 43). Geyer, der zu diesem Zeitpunkt kurz vor seiner 1900 erfolgenden Ernennung zum Chefgeologen an der Reichsanstalt stand, sagte zu. Ende September 1898 fand er sich zu einer sechstätigen, teils in Begleitung des Urfahraner Bürgermeisters Heinrich Hinsenkamp (1862–1934)[47] vorgenommenen Begehung der Örtlichkeiten in Urfahr und Umgebung ein, am 30. Oktober übermittelte er seinen Bericht (Geyer, 1898).

Abb. 8.
Georg Geyer (1857–1936), Chefgeologe an der Geologischen Reichsanstalt und einer der zentralen Fachgutachter für die Wasserleitung in Urfahr.

Geyer ging von zwei Prämissen aus:

> „*Erstens die Erkenntnis des zunächst auf wesentlich geringere Regiekosten im laufenden Betrieb basierenden Vortheiles, welchen die Hochquellenleitungen schon im allgemeinen bieten. Dementsprechend wurde das Hauptaugenmerk zunächst auf die Constatierung entsprechend günstig situierter und ergiebiger Quellen von voraussichtlich guter Beschaffenheit gerichtet. In zweiter Linie aber durfte nie auf das der Bevölkerungszahl entsprechende Quantum vergessen werden, da bekanntlich die durch eine allgemeine Wasserleitung erstrebten hygienischen Vortheile in dem Momente illusorisch werden, wenn die Versorgung, sei es infolge ungenügender Mengen, sei es durch Beiziehung minderwärtiger Wässer aufhört, eine allgemeine und einheitliche zu sein.*“ (Geyer, 1898: 43)

Geyer rechnete jedenfalls mit einem durchschnittlichen Verbrauch von 100 Liter pro Kopf und 24 Stunden (Geyer, 1898: 43). In der Folge untersuchte er die in Frage kommenden Gebiete südlich und östlich des Pöstlingberges, den „*ganze[n] Abhang des Lichtenberg-Stockes bis zur Giselawarte, und nach Kirchschlag*“ sowie die zwischen Urfahr und dem damals noch eigenständigen Dorf St. Magdalena (Eingemeindung nach Linz im Jahr 1938) gelegene Fläche nach geologisch-hydrologischen Gesichtspunkten sowie in Hinblick auf eine etwaige in Frage kommende Hochquellenleitung. Der Befund Geyers fiel eindeutig aus: Die Umgebung Urfahrs zeichnete sich durch ausgedehnte Granitvorkommen aus. Wasserdurchlässige „*Kluftsysteme*“ waren zwar vorhanden, sie bewirkten jedoch, so Geyer, „*im allgemeinen das Auftreten zwar zahlreicher, aber durchwegs spärlicher Quellen – eine allen Granitgebieten gemeinsame, für die Anlage von Hochquellenleitungen ungünstige Erscheinung*“ (Geyer, 1898: 44). Ebenso verhielt es sich für Geyer mit den Zerfalls- und Zersetzungsprodukten des Granits, die sich häufig im „*Erosionsrelief des Granitterrains*“ fänden:

> „*Die Bäche jener Gräben lassen sich thalaufwärts fast immer in wenig abnehmender Stärke bis an die Unterkante der nassen Hochmulden verfolgen, wo dann plötzlich auf allen Seiten aus den moosigen Wiesen die Wässer aufquellen. Es ist nun wohl klar, daß die letzte-*

46 Siehe http://www.wasserwerk.at/home/wasserwerke/krems/geschichte (10.08.2020). Zur öffentlichen Ausschreibung der Kremser Tiefquellen-Wasserleitung siehe „Der Bautechniker“, Jg. XVIII/1898, Nr. 17, S. 334.

47 Der Rechtsanwalt Heinrich Hinsenkamp amtierte von 1901 bis 1919 und war damit der letzte Bürgermeister der selbstständigen Gemeinde Urfahr (Slapnicka, 1983: 111–112).

ren durch Sickerschlitze, Drainagen, Wasserschächte u. s. f. gefaßt werden könnten. Allein solche auf große Strecken mit organischen Verwesungsproducten in Berührung tretende und überdies recht seicht liegende Wässer können weder hinsichtlich ihrer Beständigkeit in Menge und Temperatur, noch vom hygienischen Standpunkt aus, strengen Anforderungen genügen." (GEYER, 1898: 45)

Für Geyer war klar, dass auch diese „*den festen Granitfels überlagernden Deckgebilde kein günstiges Reservoir für eine rationelle Wasserentnahme [bieten], da dieselben zu wenig mächtig oder in der Verwitterung zu weit vorgeschritten sind*" (GEYER, 1898: 46).

Auch die tertiären (neogenen) Randbildungen – Geyer führte hier die „*prachtvollen weißen oder lichtgelben Halitherien-Sande*" der Linzer Sandstätten und der Ortschaft Hagen am Pöstlingberg an – kamen für ihn nicht in Betracht, da „*die räumliche Ausdehnung dieser zur Anlage eines Druckreservoirs allerdings trefflich geeigneten Sandmassen und deren natürliches Einzugsgebiet außerordentlich beschränkt ist*" (GEYER, 1898: 46). Geyer traf sich hier mit dem Befund seines Fachkollegen Eduard Suess 20 Jahre zuvor.

Somit erwiesen sich aus geologischer Perspektive nur die Böden aus Diluvial-Lehm, gelbem Schotter und Sand in der Ebene zwischen Urfahr und St. Magdalena als hoffnungsvolle Bezugsquellen für die Urfahraner Wasserleitung (GEYER, 1898: 46–47). Nach eingehender Prüfung der Quellen-Terrains beim Pöstlingberg, in der Koglerau, im Einzugsgebiet des Dießenleithengrabens und im Einzugsgebiet des Höllmühlbaches kam Geyer zur Einsicht, dass ein ausreichender Wasserbezug nur in Form einer Tiefquellenhebung des in dieser Ebene vorhandenen Grundwassers sichergestellt werden könnte. Es sei

„zweifellos, daß ein Theil der in den Klüften des Granitgebirges zur Tiefe sinkenden oder in dessen oberflächlicher Schutt- und Verwitterungsdecke abrinnenden Wassers am Rande der Ebene in die Schotter eindringt und den Grundwasserstrom speist. Auch dürften viele der kleinen Seitenbäche, sobald sie aus den Gräben und von den Abhängen in die Ebene herablangen, einen Theil ihrer Wasserführung an das Innere abgeben, indem ein bestimmtes Quantum in den Schottern versinkt, woselbst sodann eine ausgiebige Filtration erfolgt. Die obengenannten, größeren Bäche dagegen isolieren sich von selbst durch den reichlich mitgeführten feinen Detritus; zum mindesten konnte an keinem derselben eine merkbare Wasserabnahme während des Laufes in der Ebene beobachtet werden. Ueberdies breitet sich ja über dem Schottergrunde zwischen Urfahr und Magdalena eine 5–6 Meter mächtige Decke von schwer durchlässigem sandigen Lehm aus, durch welche auch das rasche Eindringen verunreinigter Tagwässer in den Schottergrund abgehalten und der Grundwasserstrom des letzteren vor großen Temperaturschwankungen geschützt wird." (GEYER, 1898: 51–52)

Das von Geyer solcherart identifizierte Grundwasser befinde sich „*in einer langsamen aber stetigen Bewegung nach den tiefsten Stellen des Terrains*" (GEYER, 1898: 52). Zur Überprüfung der Mächtigkeit des Grundwasserstroms empfahl Geyer das „*praktische Experiment*" (GEYER, 1898: 53).

Vor diesem Hintergrund fiel Geyers Resümee eindeutig aus: Er sprach sich aufgrund der geologischen Verhältnisse am linken Donau-Ufer bei Urfahr gegen eine Hochquellenleitung aus, da die Granitformationen nur „*Quellkomplexe*" speisten, die entweder „überaus arm" seien oder in einem anderen Fall „*nur minderwertiges Wasser liefern*" würden (GEYER, 1898: 53). Die Lösung lag für Geyer im Becken zwischen Urfahr, St. Magdalena und Katzbach bzw. dem dort vorhandenen, von Schottermassen gebildeten „*Grundwasserstrom, welcher als Tiefquelle gefaßt und auf ein Druckreservoir am Südosthang des Pöstlingberges gehoben, die Stadt mit gutem Trinkwasser und reichlichem Nutzwasser versehen könnte*" (GEYER, 1898: 53). Am topografisch erfolgversprechendsten für Abteufungen von Versuchsbrunnen schienen Geyer dabei die Örtlichkeiten an der nördlichen Spitze des sogenannten Heilhamer Wäldchens sowie der Wiesengrund vor der alten Militär-Schießstätte nächst Harbach zu sein (GEYER, 1898: 54).

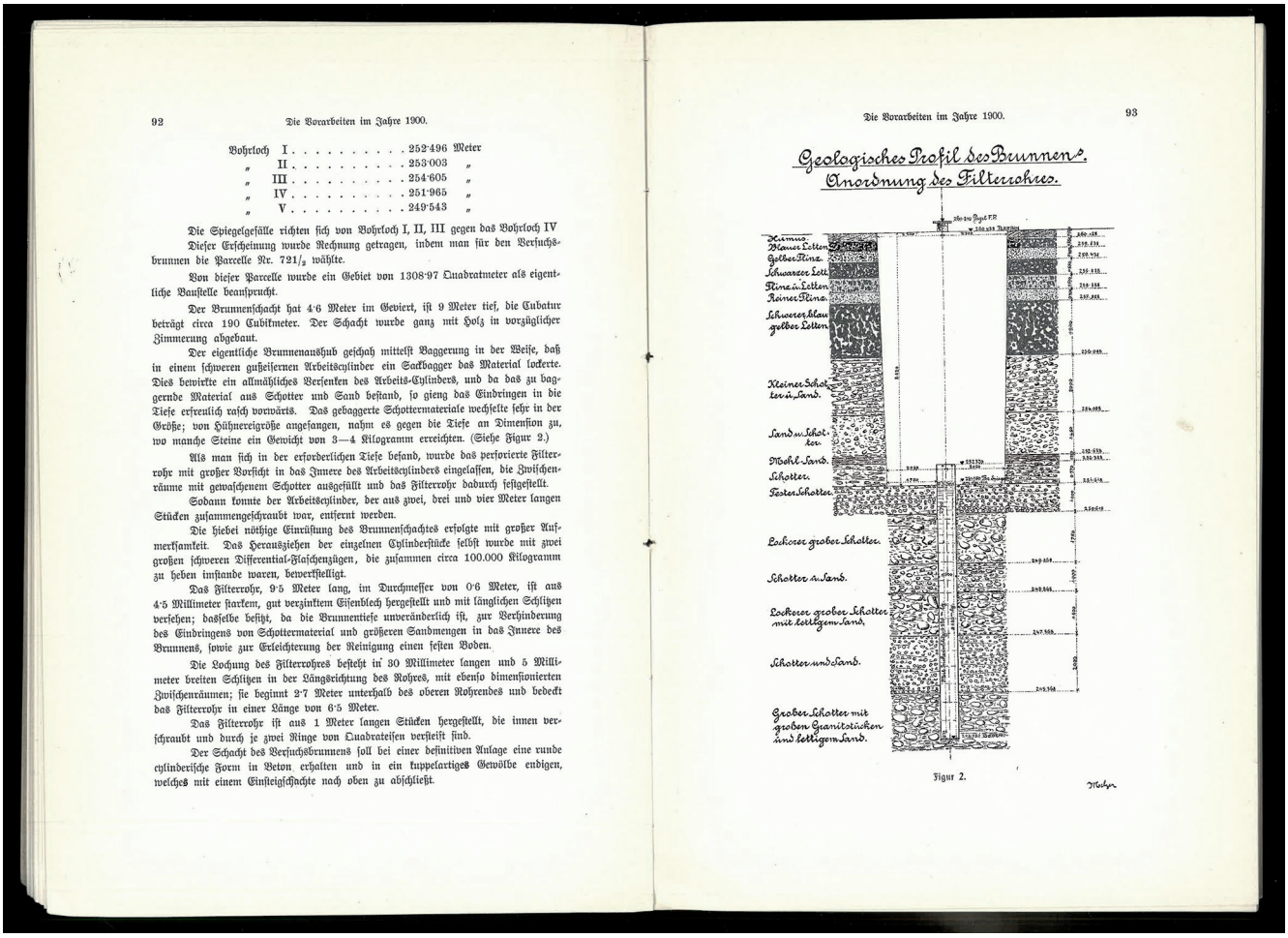
Im Winter 1898/99 begannen die Tiefbohrungen für Bohrlöcher am Heilhamer Feld samt wissenschaftlichen Analysen der Wasserproben (BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900: 54–62) (Abb. 9).

Vor der endgültigen Festlegung der Bezugsquelle wollte die Stadt Urfahr nochmals einen unabhängigen Sachverständigen zu Rate ziehen und fand diesen in dem Oberbaurat Arthur Oelwein (1837–1917), einem Techniker von internationalem Renommee, der beispielsweise ab 1892 als Bauleiter der Wiener Stadtbahn fungierte (KILLIAN, 1977). Die Errichtung einer eigenen Wasserleitung betrachtete Oelwein als Conditio sine qua non für Urfahr: Würde die Wasserleitung nämlich nicht gebraucht, „*so ist es fragelos, daß Urfahr der Stadt Linz gegenüber zurückbleiben muß, weil dann in letzterer infolge ihrer Wasserversorgung wesentlich bessere hygienische Verhältnisse vorhanden sein werden, welche die Ansiedlung in Linz unbedingt fördern, Urfahr aber umsomehr schädigen müßten*" (BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900: 159).

Vom technischen Standpunkt schloss sich Oelwein der Auffassung Geyers vollinhaltlich an und erachtete nach Rücksprache mit diesem Anfang 1900 die Errichtung eines Versuchsbrunnens für zwingend notwendig, um die Ergiebigkeit des Grundwasserstroms „*auf streng wissenschaftlicher Basis*" zu untersuchen (BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900: 76–77, hier 77). Geyer gab im April 1900 dann noch entscheidende Hinweise für weitere Bohrlöcher am Heilhamer Feld, welche die Grundlage für die Abteufung eines Versuchsbrunnens lieferten (BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900: 80).

Die Ergebnisse vermochten zu überzeugen (siehe BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900). Genau an dem von Geyer bezeichneten Punkt an der nördlichen Seite des Heilhamer Wäldchens – zwischen der heutigen Leonfeldner Straße und Freistädter Straße gelegen – wurde nach Zustimmung des Gemeinderates von Urfahr[48] und im Juli 1901 veröffentlichter Ausschreibung

48 Siehe hier auch den Gemeinderatsantrag vom 2. und 8. November 1900, abgedruckt im BERICHT ÜBER DIE WASSERVERSORGUNG DER STADT URFAHR, 1900: 185–188. Unter Punkt III.: „*Für die Ortsgemeinde Urfahr ist ohne weitere Verzögerung eine Tiefquellen-Wasserleitung anzulegen und hiezu die Grundwasserströme des Heilhamer Feldes durch künstliche Hebung zu verwenden.*" (ebd.: 186)



92 Die Vorarbeiten im Jahre 1900.

Bohrloch I . . . . . 252·496 Meter
„ II . . . . . 253·003 „
„ III . . . . . 254·605 „
„ IV . . . . . 251·965 „
„ V . . . . . 249·543 „

Die Spiegelgefälle richten sich von Bohrloch I, II, III gegen das Bohrloch IV

Dieser Erscheinung wurde Rechnung getragen, indem man für den Versuchsbrunnen die Parcelle Nr. 721/3 wählte.

Von dieser Parcelle wurde ein Gebiet von 1308·97 Quadratmeter als eigentliche Baustelle beansprucht.

Der Brunnenschacht hat 4·6 Meter im Geviert, ist 9 Meter tief, die Cubatur beträgt circa 190 Cubikmeter. Der Schacht wurde ganz mit Holz in vorzüglicher Zimmerung abgebaut.

Der eigentliche Brunnenaushub geschah mittelst Baggerung in der Weise, daß in einem schweren gußeisernen Arbeitscylinder ein Sackbagger das Material lockerte. Dies bewirkte ein allmähliches Versenken des Arbeits-Cylinders, und da das zu baggernde Material aus Schotter und Sand bestand, so gieng das Eindringen in die Tiefe erfreulich rasch vorwärts. Das gebaggerte Schottermateriale wechselte sehr in der Größe; von Hühnereigröße angefangen, nahm es gegen die Tiefe an Dimension zu, wo manche Steine ein Gewicht von 3—4 Kilogramm erreichten. (Siehe Figur 2.)

Als man sich in der erforderlichen Tiefe befand, wurde das perforierte Filterrohr mit großer Vorsicht in das Innere des Arbeitscylinders eingelassen, die Zwischenräume mit gewaschenem Schotter ausgefüllt und das Filterrohr dadurch festgestellt.

Sodann konnte der Arbeitscylinder, der aus zwei, drei und vier Meter langen Stücken zusammengeschraubt war, entfernt werden.

Die hiebei nöthige Einrüstung des Brunnenschachtes erfolgte mit großer Aufmerksamkeit. Das Herausziehen der einzelnen Cylinderstücke selbst wurde mit zwei großen schweren Differential-Flaschenzügen, die zusammen circa 100.000 Kilogramm zu heben imstande waren, bewerkstelligt.

Das Filterrohr, 9·5 Meter lang, im Durchmesser von 0·6 Meter, ist aus 4·5 Millimeter starkem, gut verzinktem Eisenblech hergestellt und mit länglichen Schlitzen versehen; dasselbe besitzt, da die Brunnentiefe unveränderlich ist, zur Verhinderung des Eindringens von Schottermaterial und größeren Sandmengen in das Innere des Brunnens, sowie zur Erleichterung der Reinigung einen festen Boden.

Die Lochung des Filterrohres besteht in 30 Millimeter langen und 5 Millimeter breiten Schlitzen in der Längsrichtung des Rohres, mit ebenso dimensionierten Zwischenräumen; sie beginnt 2·7 Meter unterhalb des oberen Rohrendes und bedeckt das Filterrohr in einer Länge von 6·5 Meter.

Das Filterrohr ist aus 1 Meter langen Stücken hergestellt, die innen verschraubt und durch je zwei Ringe von Quadrateisen versteift sind.

Der Schacht des Versuchsbrunnens soll bei einer definitiven Anlage eine runde cylinderische Form in Beton erhalten und in ein kuppelartiges Gewölbe endigen, welches mit einem Einsteigschachte nach oben zu abschließt.

Die Vorarbeiten im Jahre 1900. 93

Geologisches Profil des Brunnens.
Anordnung des Filterrohres.

Figur 2.

Abb. 9.
Geologisches Profil des Versuchsbrunnens in Urfahr (Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr, 1900: 93).

der Bauarbeiten das Wasserwerk Heilham (heute: Urnenhainweg 8a) durch die Grazer Forma Kramer, Sprinar und Hertlein errichtet (Bericht über die maschinelle Anlage des Wasserwerkes der Stadt Urfahr, 1902: 5; Lackner & Stadler, 1990: 491). Anders als in Linz konnte das Projekt einer allgemeinen Wasserleitung in Urfahr also vergleichsweise rasch finalisiert werden; die Projektkosten beliefen sich auf 194.000 Gulden (Rathberger, 2009: 34). Anfang November 1902 erfolgte durch Bürgermeister Hinsenkamp die feierliche Eröffnung („Linzer Volksblatt“ vom 11. November 1902: 5). Das achteckige Pumpenhaus der von Beginn an elektrifizierten Brunnenanlage ist original erhalten, ebenso das Hochreservoir an den östlichen Abhängen des Pöstlingbergs (Dießenleitenweg 39)[49].

Das Linzer Wasser heute

Die Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts in Betrieb gegangenen Wasserwerke Scharlinz und Heilham existieren bis heute und zeichnen für einen Großteil der Wasserversorgung im Linzer Stadtgebiet – und teils darüber hinaus – verantwortlich (hier und im Folgenden Rathberger, 2009; Fiereder, 1995; Linz AG, 2008). Für die Versorgung der nördlich und nordwestlich gelegenen Teile von Urfahr ging 1969 das Wasserwerk Plesching ans Netz. Der Linzer Westen, an der Grenze zu Leonding, gehört seit 1976 zum Versorgungsgebiet des neu errichteten Wasserwerks Goldwörth. Nicht nur Scharlinz und Heilham, sondern auch Plesching und Goldwörth speisen ihr Wasser aus dem Grundwasser in das Leitungsnetz mit einer Gesamtlänge von 1.200 km ein; organisatorisch verantwortlich ist die Linz AG. Das größte Wasserwerk ist Goldwörth mit einer Förderleistung von bis zu 60 Mio. Liter pro Tag, gefolgt von Scharlinz mit bis zu 45 Mio. Liter täglich; beide werden aus diesem Grund oft als „Rückgrat“ der Linzer Wasserversorgung bezeichnet. Die historische Bedeutung des Wasserwerks Scharlinz lässt sich auch daran ablesen, dass hier nach wie vor die Schalt- und Steuerungszentrale des gesamten Wasserleitungsnetzes der Linz AG ihren Sitz hat. Plesching (26 Mio. Liter Maximalleistung pro Tag) und Heilham (10 Mio. Liter) erreichen bei weitem nicht diese Kapazitäten. Über 32 Hochbehälter mit einem Gesamtspeichervolumen von 62 Mio. Liter gleichen die täglichen Bedarfsschwankungen aus. Insgesamt versorgen die vier Wasserwerke der Linz AG heute 400.000 Menschen im oberösterreichischen Zentralraum mit Trinkwasser[50].

49 Siehe Stadtgeschichte Linz, Online-Denkmaldatenbank, Wasserwerk Heilham: https://stadtgeschichte.linz.at/denkmal/Default.asp?action=denkmaldetail&id=1786 (10.08.2020).

50 Zu den Kennzahlen siehe Linz AG, Bereich Wasser, online unter https://www.linzag.at/portal/de/privatkunden/zuhause/wasser_1# (12.08.2020).

Epilog: Ehrungen für Eduard Suess in Linz

Eduard Suess erhielt für seine Leistungen um die Wasserinfrastruktur der Stadt Linz höchste Anerkennung. Noch zu Lebzeiten wurde ihm vom Linzer Gemeinderat die Ehrenbürger-Würde verliehen. Der entsprechende Antrag wurde vom Linzer Vizebürgermeister Eduard Saxinger (1818–1902; siehe PUFFER, 1968: 244) auf der Gemeinderats-Sitzung vom 28. März 1877 eingebracht[51]. In der Begründung zum Antrag verwies Saxinger auf die „*Anerkennung der Verdienste, welche sich der Herr kk. Professor Eduard Sueß um die Stadt Linz erworben hat*" und die notwendige „*Würdigung seines ausgezeichnethen patriotischen Wirkens*"[52]. Die Annahme des Antrags erfolgte einstimmig durch Erheben von den Sitzen, wie das Protokoll der Gemeinderats-Sitzung vermerkt[53].

Nach dem Zweiten Weltkrieg erhielt Suess schließlich auch eine nach ihm benannte Verkehrsfläche in Linz, nachdem ihm unmittelbar nach seinem Ableben in Wien eine Straße gewidmet wurde (Sueßgasse im 15. Wiener Gemeindebezirk)[54]. Die in der Sitzung des Linzer Stadtrates vom 16. Juni 1958 beschlossene Eduard-Sueß-Straße in Linz-Wegscheid (heute Teil des 2014 entstandenen Bezirkes Neue Heimat) verläuft auf dem Gelände der ehemaligen Flakhallen in nordöstlicher Richtung und war eigentlich eine Verlegenheitslösung. Das Kulturamt der Stadt Linz unter seinem umtriebigen Leiter Hanns Kreczi (1912–2003)[55] hatte für diesen Straßenzug eigentlich die Benennung nach Albert Einstein (1879–1955) vorgesehen[56]. Was üblicherweise durch Absprachen im Vorfeld (oder direkte Beauftragung durch den Bürgermeister wie etwa im Fall der Ginzkey-Straße[57]) ein reiner Formalakt war, sollte hier aber für Dissonanzen sorgen. Der Stadtrat als gemäß Linzer Stadtverfassung zuständiges Kollektivorgan für Straßenbenennungen versagte der geplanten Einstein-Straße in Wegscheid in seiner Sitzung vom 2. Juni 1958 mit der Begründung die Zustimmung, dass „*die Bedeutung der zu benennenden Straße nicht der Weltgeltung dieses Gelehrten entspricht*". Kreczi wurde mit der Ausarbeitung eines alternativen Benennungsvorschlags beauftragt; bereits vier Tage später ventilierte er die Idee, diesen Straßenzug nach Eduard Suess zu benennen, da Letzterer „*durch seine Forschungsarbeit die Grundlagen zur Gewinnung eines einwandfreien Trinkwassers für die Landeshauptstadt Linz*" geschaffen habe. Diesem Vorschlag folgte der Stadtrat in seiner Sitzung vom 16. Juni 1958 einstimmig[58].

Wenig später (1963) erhielt im Übrigen auch Albert Einstein „seine" Straße in Linz – am Fuße der vormaligen Landes-Nervenklinik Niedernhart zwischen Kopernikusstraße und Herzstraße[59]. In unmittelbarer Nachbarschaft der Eduard-Sueß-Straße wurde schließlich die Helmholtz-Straße geschaffen, benannt nach dem deutschen Physiker Hermann Helmholtz (1821–1884)[60]. Gegen eine Helmholtz-Straße an dieser Örtlichkeit erhoben sich keine Stimmen. Helmholtz wurde offensichtlich als „niederrangig" genug angesehen, um in Wegscheid angesiedelt werden zu können. An Georg Geyer erinnert hingegen keine Verkehrsfläche in Linz.

Resümee

Die im 19. Jahrhundert massiv aufkommende „Städtetechnik" schloss die Herstellung einer modernen Wasserinfrastruktur mit ihren beiden zentralen Elementen Wasserleitung und Kanalisation integral mit ein. Die Stadt Linz, die Ende der 1860er Jahre ein öffentliches Bekenntnis zur Errichtung einer allgemeinen Wasserleitung und somit zur Versorgung der städtischen Bevölkerung mit frischem und sauberem Trinkwasser formulierte, gehörte zu den ersten Städten in Österreich, die sich dieser Herausforderung stellen wollten. Aufgrund mannigfaltiger Faktoren (finanzielle Bedenken, Opposition der Hausbesitzer, generelle Zweifel am Nutzen, Unklarheit über die Bezugsquelle) sollte die Umsetzung der Pläne jedoch mit großer Verzögerung erfolgen. Daran konnte auch die Expertise des als geologischer Gutachter hinzugezogenen Eduard Suess nichts ändern, der bereits in den 1870er Jahren die entscheidenden Hinweise für die Bezugsquelle des Linzer Wassers im Gebiet Kleinmünchen-Scharlinz gab. Erst im Mai 1893 sollte die feierliche Eröffnung der allgemeinen Wasserleitung erfolgen, womit weite Teile der Linzer Bevölkerung erstmals „barrierefreien" Zugang zu frischem und sauberem Trinkwasser erhielten.

Vor ähnliche Probleme sah sich die am Ende des 19. Jahrhunderts noch eigenständige Stadt Urfahr nördlich der Donau gestellt. Auch hier sollte ein Geologe in Person von Georg Geyer, des späteren Direktors der Geologischen Reichsanstalt, die maßgebenden wissenschaftlichen Anhaltspunkte für die Bezugsquelle der Wasserleitung im Heilhamer Feld liefern. Ab 1902 konnte auch Urfahr mit frischem Trinkwasser aus einer allgemeinen Wasserleitung versorgt werden.

51 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 28. März 1877, fol. 172r.
52 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 28. März 1877, fol. 172r.
53 AStL, Gemeinderatsprotokolle, GRP vom 28. März 1877, fol. 172rv.
54 Die Sueßgasse bestand allerdings bereits seit 1888 und war ursprünglich nach dem Lederfabrikanten Friedrich Suess (1833–1907) benannt, dem jüngeren Bruder von Eduard Suess. 1914 erfolgte kurzer Hand die Ehrungsübertragung auf Eduard Suess. Nach der NS-Machtübernahme in Österreich wurde die Gasse in Penckgasse umbenannt, 1947 in Eduard-Sueß-Gasse rückbenannt; siehe Wien Geschichte Wiki: Eintrag „Sueßgasse (15)", online unter https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Sue%C3%9Fgasse_(15) (20.09.2020) sowie Wien Geschichte Wiki: Eintrag „Eduard-Sueß-Gasse", online unter https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Eduard-Sue%C3%9F-Gasse (20.09.2020).
55 Siehe hier den Nachruf von WACHA (2004).
56 Hier und im Folgenden AStL, Straßenbenennungsakten, Mappe E, Straßenbenennungsakt „Eduard-Sueß-Straße": Amtsbericht des Kulturamtes, gez. Kreczi, vom 6. Juni 1958.
57 AStL, Straßenbenennungsakten, Mappe G, Straßenbenennungsakt „Ginzkey-Straße": Dienstzettel mit Weisung Koref an Dr. Kreczi vom 10. September 1958.
58 AStL, Straßenbenennungsakten, Mappe E, Straßenbenennungsakt „Eduard-Sueß-Straße": Rückseitiger Entscheidungsvermerk vom 16. Juni 1958 am Amtsbericht des Kulturamtes, gez. Kreczi, vom 6. Juni 1958.
59 Linzer Straßennamen: Einsteinstraße, online unter https://stadtgeschichte.linz.at/strassennamen/Default.asp?action=strassendetail&ID=1660 (06.08.2020).
60 AStL, Straßenbenennungsakten, Mappe H, Straßenbenennungsakt „Helmholtz-Straße". Siehe auch Rathaus-Pressedienst vom 18. Juni 1958, S. 2.

Anhang 1

Schreiben des Linzer Bürgermeisters Carl Wiser an Eduard Suess vom 27. November 1873 (Original, unfol.)

GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2

[1]

Linz, 27. November 1873

Euer Wohlgeboren!

Der Gemeinderat von Linz hat mit einer Privat-Unternehmung wegen Versorgung der Stadt mit Trink- und Nutzwasser einen Vertrag abgeschloßen, auf Grund dessen in kürzester Frist die Herstellung der Leitungs-Arbeiten begonnen werden soll. Da vom Donauwasser aus sanitären Gründen abgesehen wird, und die in der Umgebung befindlichen Gebirgsquellen nach den gepflogenen Erhebungen nicht ergiebig genug sind, ist die Stadt Linz dießfalls auf das Grundwassergebiet des Traunflußes angewiesen, welches bis in die nächste Nähe der Stadt, zum Teile in diese selbst reicht, hier aber wegen des allenthalben durchlässigen Bodens und der mangeln-[2]den Canalisirung der Stadt nicht einmal den Hausbrunnen ein vollkommen unschädliches Trinckwasser abzuliefern vermag. Es handelt sich also darum, in einer gewissen Entfernung von der Stadt einen Punkt zu bestimmen, woselbst jenes Grundwasser in hinreichender Menge und im vollkommen tauglichen Zustande durch Maschinenkraft gehoben, und seinem Zwecke zugeführt werden kann.

Behufs Bestimmung dieses Punktes hat nun der Gemeinderat beschlossen, eine geologische Untersuchung zu veranlassen und sich dieserwegen an Sie, hochgeehrter Herr, mit der Bitte zu wenden, die Untersuchung zu pflegen und ein Gutachten abzugeben, welches für die Gemeinde von umso größerem Werte wäre, als dasselbe von einem Manne erbeten wird, dessen Autorität als Gelehrter nicht minder hoch steht, wie seine Integrität als Bürger.

Da ich am nächsten Sonntage den 30. November mit einer Deputation des Gemeinderates zur Beglückwünschung seiner [3] Majestät nach Wien komme und im „Matschakerhof“[61] wohnen werde, wäre uns eine willkommene Gelegenheit geboten, mit Ihnen persönlich das Nähere zu besprechen und erlaube ich mir deßhalb die Bitte, mir gefälligst telegrafisch bekanntzugeben, ob, wann – etwa am Sonntag Nachmittag – und an welchen Orte ich nebst den mir zur Seite stehenden Gemeinderäten die Ehre haben kann, mit Ihnen in dieser Angelegenheit zu conferiren.

Genehmigen Sie, hochgeehrter Herr, den Ausdruck meiner besonderen Hochachtung, mit der ich zeichne

Euer Wohlgeboren
Ergebenster
Dr. Carl Wiser m.p.
Bürgermeister

Sr Wohlgeboren
Herrn Dr. Eduard Sueß
k.k. Universitäts-Professor, Landesausschuß- und Reichsratsabgeordneter
in Wien

61 Ursprünglich eine Gastwirtschaft, ab 1845 (und bis 1960) ein Hotel; siehe Wien Geschichte Wiki: Eintrag „Matschakerhof“, online unter https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Matschakerhof (30.08.2020).

Anhang 2

Schreiben von Eduard Suess an den Linzer Bürgermeister Carl Wiser vom 8. Mai 1874 (Original, unfol.)

Quelle: AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 164 (Alte Wasserleitung 1869–1883), Mappe „1874 I“

[1]

Wien, 8. Mai 1874

Hochgeehrter Herr Bürgermeister

Nach reiflicher Ueberlegung u. nachdem ich von den mir seit dem Besuche in Linz mitgetheilten Ziffern den entsprechenden Gebrauch gemacht habe, erlaube ich mir in Nachfolgendem meine Meinung über die Versorgung Ihrer schönen Stadt mit Wasser zu sagen.

Die Aufgabe lautet: 50–60.000 Eim. sind 145–155‘ über dem Nullpunkt der Donau zu liefern. Am linken Donauufer kann nur der Haselbach bei der Spachmühle[62] in Betracht kommen. Für dieses Project spricht der natürliche Druck, welcher jedes Hebwerk [2] [63]überflüssig macht, gegen dasselbe die bis heute unsichere Quantität, die jedenfalls bedeutenden Kosten der Einlosung der Mühlen u. Werke u. endlich die schwierige Rohrlegung in einem von großen Felsblöcken theilweise erfüllten Thalboden.

Die Donau selbst ziehe ich insbesondre wegen ihrer zeitweisen Trübungen nicht in Betracht.
Brunnen in der Nähe von Linz sind hart u. aus vielen Gründen nicht anzurathen.
Der Traunfluß scheint mir in erster Linie zu berücksichtigen. Er friert nicht u. trübt sich nicht, die Hauptübelstände anderer Flüsse sind daher nicht vorhanden. Gelingt es ferner eine hinreichende [3] Wasserkraft zu erwerben, so fällt auch der weitere Uebelstand eines Betriebes durch Kohlen weg u. die Wasserkraft mag continuirlich, Tag u. Nacht ruhig fortarbeiten. – Eine andere Frage ist ob man die Eßmühle[64] empfehlen soll. Sie liegt ziemlich tief u. auch entfernt, was die Kosten vertheuert. Auch sind nicht 175 Pferdekräfte effectiv nothwendig. Sie dürften mit 130–150 mehr als versorgt sein. Ist also die Eßmühle etwa theurer, so dürfte es sich als zweckmäßiger darstellen, daß man am rechten Traun-Ufer, etwas höher oben eine neue Wasserkraft schafft u. das Rohr in gehöriger Ver-[4]hälterung an die Traunbrücke hängt. Ein 12 zolliges Rohr ist mehr als hinreichend; einen Wasserthurm an der Traun brauchen sie nicht. Die geeignete Stelle zur Entnahme müsste dann oberhalb der Reichsstraßenbrücke am rechten Traunufer gefunden werden.

Mein Rath geht also dahin, die Stadt Linz suche

1. Moore u. Pongraz los zu werden

2. den keinesfalls billigen Bau selbst auszuführen

3. die Wasserversorgung durch Hebung von Traunwasser mittelst Wasserkraft zu bewerkstelligen

4. zu diesem Ende oberhalb der Traunbrücke eine neue Kraft zu schaffen, oder, wenn dieß nicht [5] gut ausführbar ist, die Eßmühle zu erwerben. –

Alle anderen Fragen sind untergeordneter Natur. Um zu entscheiden, ob für den Schullerberg ein neuer Motor nöthig ist, oder ob man nicht, wenn schon einmal hinreichende Wasserkraft vorhanden ist, das Hauptreservoir etwas höher legen u. aus diesem selbst Auslaufbrunnen am Schullerberg speisen soll, kann nur ein Nivellement entscheiden, das mir eben nicht zu Gebote steht.

Ob das Steigrohr längs der Reichsstrasse oder in der geraden Luftlinie liegen soll, ist eine reine Geldfrage. Ich vermuthe, daß man [6] sich schließlich für das letztere entscheiden wird, weil es hier nicht um Grundeinlösung, sondern nur um ein Servitut für ein 5‘ tief liegendes 12‘‘iges Eisenrohr handelt, welches niemand in der Ausnutzung seiner Grundstücke irgendwie hindert, u. viel an der Straße die Wurzeln der Alleebäume u. der härtere Boden viele Schwierigkeiten u. Unkosten bereiten.

Ein schwächeres Rohr vom Haupt-Reservoir nach Urfahr zu führen unterliegt gar keiner Schwierigkeit, sobald die Befertigung an der Brücke gestattet wird.

Die Rohre sollen alle 4 ½ – 5‘ tief liegen; das Reservoir soll gut mit Erde bedeckt u. mit Sträuchern [7] bepflanzt, mehr tief als weit sein u. mindestens 120.000 Eim. fassen. Glasirte Rohre empfehle ich nicht. Alle Rohre sollen Muffenverbindungen[65] wie in Wien haben u. vertical gegoßen sein. Da sie an den tieferen Stellen, so wie im

62 Gemeint ist hier sichtlich die Speichmühle, die bis heute einen zentralen Bezugspunkt für geologische Aufnahmen in Linz darstellt, siehe etwa Doblmayr (2005: 309) oder Reiter (2005: 312).
63 Zuvor, am Seitenbeginn, wohl irrtümlich nochmals „werk“.
64 Diese befand sich im damals östlich von Linz auf dem Gebiet der heutigen VOEST-Werke gelegenen Dorf St. Peter-Zizlau. Im ausgehenden 19. Jahrhundert wurde die Eßmühle zu einer Spinnerei umfunktioniert (Lackner & Stadler, 1990: 147).
65 Als Muffenverbindungen werden alle Rohrverbindungen bezeichnet, bei denen das spitze Ende eines Rohres in das geweitete Ende eines weiteren Rohres geschoben oder geschraubt wird.

Zuleitungsrohr etwa 5 Atmosph. Druck haben, soll die Rohrprobe auf 10 Atmosph. (nicht mehr, eher weniger) gehen. Uebrigens müßen alle diese Details von einem erfahrenen Ingenieur ausgearbeitet u. festgestellt werden.

Ich wünsche, daß Sie hiebei den rechten Mann u. daß Sie bei der Ausführung einen tüchtigen Contrahenten finden. Dann [8] wird mit der Ausführung dieser Arbeit der Stadt Linz eine große Wohlthat erwiesen sein.

Indem ich noch vielmals für die freundliche Aufnahme in Linz danke, verbleibe ich, hochgeehrter Herr Bürgermeister

Ihr achtungsvoll ergebener

E. Sueß m.p.

Die Pläne u. den beifolgenden Brief bitte ich gütigst Hrn. Ob.Ing. Greutter[66] mit meinem echten Danke zurückzustellen.

66 Es handelt sich hier um Franz Greutter, k. k. Baurat bei der Statthalterei Linz (MITTERMAYER, 1963: 208).

Anhang 3

Schreiben des Linzer Bürgermeisters Carl Wiser an Eduard Suess vom 23. Februar 1876 (Original, unfol.)

GBA, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212–S.2

[1]
Euer Hochwohlgeboren!
Hochgeehrter Herr Professor!

Die Vorarbeiten für die projektirte Wasserleitung in Linz haben sich, seitdem Sie uns im Frühjahre 1874 – mit Ihrer Anwesenheit beehrten, und uns Ihren hochschätzbaren Rath angedeihen ließen, durch verschiedene unliebsame Zwischenfälle derart verzögert, daß ich erst jetzt in der Lage bin, Ihnen Resultate mitzutheilen, und Sie in Folge Gemeinderathsbeschlußes vom 23. Februar l. J. zu bitten, auf Grund dieses Resultates der Stadtgemeinde Linz neuerdings Ihre Unterstützung angedeihen zu lassen.

Gelegentlich der Fahrt zur Traun haben Euer Hochwohlgeboren auch die an der Westseite der Stadt gelegene Sandgestätte und die in einer Höhle derselben entspringende Quelle besichtigt. Diese Quelle von einer constanten Ergiebigkeit per circa 17000 Hektoliter[67] [2] in 24 Stunden ein vorzügliches Trinkwasser liefernd, wurde zur Herstellung einer kleinen Wasserleitung verwendet, durch welche mittelst Dampfpumpwerkes der höchstgelegene Stadttheil (Schullerberg) und Umgebung versorgt wird. Die Beschaffenheit dieses Wassers sowie der Umstand, daß in dem selben Sandlager 490 M. weiter nordwestlich ein sehr ergiebiger Privatbrunnen zur Anlage einer Brauerei erbohrt wurde, hatte den Gemeinderath veranlaßt, in dieser der Stadtgemeinde gehörigen Sandgestätte einen Probebrunnen anzulegen und vorläufig in kleineren Dimensionen Pumpversuche anzustellen, zumal vielseitig die Vermuthung ausgesprochen wurde, daß man es hier mit Grundwasser des Traunflusses zu thun habe, welches durch die mächtigen Sandschichten, die es durchdringt, eine vollkommene Filtration erfährt.

Das Ergebnis dieser Versuche ist in dem hier sub ./. abschriftlich samt Beilagen anliegenden Berichte des städtischen Wasserleitungs-Ingenieurs Herrn Tauber[68] niedergelegt[69].

Von der Leistungsfähigkeit einer größeren Wasserhebungsanlage an dieser Stelle wird es abhängen, ob und in welchen Di-[3]mensionen von dort aus die Versorgung der ganzen Stadt mit Trink- und Nutzwasser ermöglicht werden kann.

Der Gemeinderath legt nun den höchsten Werth darauf, Ihr Gutachten hierüber noch vor der Anstellung von Versuchen größerer Dimension zu vernehmen, und würde es uns zum besonderen Vergnügen gereichen, Euer Hochwohlgeboren bald wieder in unserer Stadt zu begrüßen. Sollten Sie es aber vorziehen, zunächst uns Ihre Wohlmeinung schriftlich zukommen zu lassen und hiefür weiteres Materiale, vielleicht auch Sand- resp. Gesteinsprobben benöthigen, so bitte ich mir das Gewünschte behufs dessen Herbeischaffung gefälligst zu bezeichnen.

Genehmigen Euer Hochwohlgeboren die Versicherung besonderer Hochachtung

Der Bürgermeister:
Dr. Carl Wiser m.p.
Linz, am 23. Februar 1876

67 Adresszeile am unteren Rand von Blatt 1: Sr Hochwohlgeboren Herrn Dr. Ed. Sueß, k. k. Universitätsprofessor, n.ö. Landes-Ausschuß-Mitglied und Reichsrathsabgeordneter etc. etc. Wien
68 Franz Tauber
69 Dieses Gutachten findet sich nicht unter den Materialien in der GBA, wohl aber unter AStL, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung, Sch. 167 (Wasserleitung Schullerberg 1880–1889), Mappe „1887“, Grüner Umschlag.

Bibliografie

Primärquellen

Archiv der Stadt Linz, Gemeinderatsprotokolle.

Archiv der Stadt Linz, Materienbestand, Materie 25: Alte Wasserleitung.

Archiv der Stadt Linz, Straßenbenennungsakten.

Geologische Bundesanstalt, Archiv, Nachlass Eduard Suess, Schuber A 00212.

Gedruckte Quellen, Zeitungsartikel und Berichte

Baumgartner, J. (1864): Das neue Badhaus in Hall in Oberösterreich. – Allgemeine Bauzeitung mit Abbildungen, **29**, 281–287, Wien.

Benak, F. v. (1876): Bericht über die Wasserversorgung der Landeshauptstadt Linz erstattet an die Bausektion des Gemeinderathes am 13. Mai 1876. – 17 S., Linz (Stadtgemeinde Linz).

Bericht über die maschinelle Anlage des Wasserwerkes der Stadt Urfahr (1902), erstattet von der I. und VI. Section des Gemeinde-Ausschusses der Stadt Urfahr im Nachhange zum Berichte über die Wasserversorgung vom November 1900. – 33 S., Urfahr (Stadtgemeinde Urfahr).

Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr (1900), erstattet von der VI. Section des Gemeinde-Ausschusses der Stadt Urfahr. – 188 S., Urfahr (Stadtgemeinde Urfahr).

Deutsche Wasserwerks-Gesellschaft in Frankfurt/Main (1876): Erläuterungs-Bericht der Deutschen Wasserwerks-Gesellschaft in Frankfurt/Main zu deren Projecte für die Wasserversorgung der Stadt Linz. – 34 S., Linz (Stadtgemeinde Linz).

Foedinger, J. (1877): Erklärung auf die beiden Artikel der „Tagespost“ Nr. 11 vom 10. d. M. über die Wasserfrage. – „Linzer Tages-Post“ vom 28.01.1877, 3.

Jahres-Bericht der k. k. Ober-Realschule in Linz, Studienjahr 1863/64, Verlag der k. k. Ober-Realschule, Linz 1864.

Jahres-Bericht der k. k. Ober-Realschule in Linz, Studienjahr 1866/67, 36 S., Verlag der k. k. Ober-Realschule, Linz 1867.

Jungwirth, J. (1877): Wasserige Tröpferl vo da Wasserleitung, do ma kriag’n soll’n. – In: „Linzer Volksblatt“ vom 18.02.1877, 1–2.

Linner, R. (1868): Die Salubritäts-Verhältnisse der Stadt Linz vom technischen Standpunkte. – 39 S., Linz (Stadtgemeinde Linz).

„Linzer Tages-Post“ vom 10.08.1873, 2: Wasserleitung in Linz.

„Linzer Tages-Post“ vom 22.08.1879, 2: 33. Sitzung des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz am 13. August 1879.

„Linzer Volksblatt“ vom 11.11.1902, 5: Eröffnung der Wasserleitung in Urfahr.

Rechenschaftsberichte des Gemeinderates der Stadt Linz

Rechenschaftsbericht 1876–1878 = Rechenschafts-Bericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit in den Jahren 1876, 1877, 1878, Linz 1879.

Rechenschaftsbericht 1881 = Rechenschafts-Bericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1881, Linz 1882.

Rechenschaftsbericht 1883 = Rechenschafts-Bericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1883, Linz 1884.

Rechenschaftsbericht 1884 = Rechenschafts-Bericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1884, Linz 1885.

Rechenschaftsbericht 1885 = Rechenschafts-Bericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit uim Jahre 1885, Linz 1886.

Rechenschaftsbericht 1887 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1887, Linz 1888.

Rechenschaftsbericht 1888 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1888, Linz 1889.

Rechenschaftsbericht 1889 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1889, Linz 1890.

Rechenschaftsbericht 1890 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1890, Linz 1891.

Rechenschaftsbericht 1892 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1892, Linz 1893.

Rechenschaftsbericht 1893 = Rechenschaftsbericht des Gemeinderathes der Landeshauptstadt Linz über seine Thätigkeit im Jahre 1893, Linz 1894.

Stanzl, A. (1877): Zur Wasserfrage. – „Linzer Volksblatt“ vom 25.01.1877, 1.

Wiener Medizinische Wochenschrift, 17. Jg., Nr. 32/1867, Sp. 504–505: Aus der wissenschaftlichen Plenar-Versammlung des Doktoren-Kollegiums der medizinischen Fakultät am 11. d. M.

Winternitz, L. (1876): Zur Wasserversorgung von Linz. – „Linzer Tages-Post“ vom 21.07.1876 (Teil 1), 1 und „Linzer Tages-Post“ vom 23.07.1876 (Teil 2), 1.

Forschungsliteratur

Aprent, J. (Hrsg.) (1869): Briefe von Adalbert Stifter. Dritter Band. – 346 S., Pest (Verlag von Gustav Heckenast).

Aschauer, F. (1964): Oberösterreichs Eisenbahnen. Geschichte des Schienenverkehrs im ältesten Eisenbahnland Österreichs (= Schriftenreihe der oberösterreichischen Landesbaudirektion, **18**). – 305 S., Wels (Amt der Oberösterreichischen Landesregierung).

Bayerl, G. (1980): Historische Wasserversorgung. Bemerkungen zum Verhältnis von Technik, Mensch und Gesellschaft. – In: Troitzsch, U. & Wohlauf, G. (Hrsg.): Technik-Geschichte. Historische Beiträge und neuere Ansätze, 180–211, Frankfurt/Main (Suhrkamp).

Breyer, H. (1981): Max von Pettenkofer. Arzt im Vorfeld der Krankheit. – 234 S., Leipzig (Hirzel Verlag).

Dandler, F. (2017): Eduard Suess, die Gesellschaft der Ärzte in Wien und die 1. Wiener Hochquellwasserleitung: von einer gewagten Idee zu einem Vorzeigeprojekt. – 137 S., Masterarbeit Universität Wien, Wien.

Doblmayr, P. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32, Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 308–309, Wien.

Dohle, O. (1999): Urfahr – 80 Jahre bei Linz (1919–1999). – Historisches Jahrbuch der Stadt Linz 1997, 291–352, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Donner, J. (1981): Eduard Suess – der Vater der I. Wiener Hochquellenleitung. – In: Österreichische Geologische Gesellschaft (Hrsg.): Eduard Sueß – Forscher und Politiker. Im Gedenken zum 150. Geburtstag, 41–52, Horn (Österreichische Geologische Gesellschaft).

Donner, J. (1990): „Dich zu erquicken, mein geliebtes Wien ...". Geschichte der Wiener Wasserversorgung von den Anfängen bis 1910. – 110 S., Wien (Norka-Verlag).

Ebner, R. & Weigl, H. (2014): Das Salzburger Wasser. Geschichte der Wasserversorgung der Stadt Salzburg (= Schriftenreihe des Archivs der Stadt Salzburg, **39**). – 207 S., Salzburg (Stadtgemeinde Salzburg).

Fiereder, H. (1995): SBL Stadtbetriebe Linz Ges mbH. Kultur und Stadttechnik im Spiegel der Zeit. – 105 S., Linz (SBL-Stadtbetriebe Linz Ges mbH).

Fürst, I. (Hrsg.) (1879): Festschrift zur Fünfundzwanzigjährigen Gedenkfeier der ersten gemeinsamen Fahrt Ihrer Majestäten des Kaisers und der Kaiserin auf der Semmering-Bahn am 16. und 17. Mai 1854. – 83 S., Wien (Verlag des Herausgebers).

Geyer, G. (1898): Ueber die geologischen und hydrologischen Verhältnisse in Urfahr im Hinblicke auf eine städtische Wasserversorgung. – Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Urfahr (1900), erstattet von der VI. Section des Gemeinde-Ausschusses der Stadt Urfahr, 43–54, Urfahr (Stadtgemeinde Urfahr).

Hackenbuchner, V. (1927): Die Sanitätsverwaltung und die sanitären Verhältnisse der Gemeinde Linz. – In: Stein, E. (Hrsg.): Die Städte Deutschösterreichs, Band I: Linz, 288–297, Berlin-Friedenau (Deutscher Kommunal-Verlag).

Heller, J.F. (1894): Die Wasserversorgung der Landeshauptstadt Linz. Eine Denkschrift anlässlich der Vollendung der allgemeinen Wasserleitung im Auftrage des Gemeinderathes nach den amtlichen Protokollen zusammengestellt. – 92 S., Linz (Verlag des Gemeinderathes Linz).

Hye, F.-H. (1993): Geschichte der Trinkwasserversorgung der Landeshauptstadt Innsbruck (= Veröffentlichungen des Innsbrucker Stadtarchivs, Neue Folge, **20**). – 264 S., Innsbruck (Stadtmagistrat Innsbruck).

John, M. (1990): Land in Veränderung. Oberösterreich zur Zeit der Industrialisierung. Zu Aspekten der Wirtschaftsentwicklung, Migration und Urbanisierung im 19. Jahrhundert. – Mitteilungen des Oberösterreichischen Landesarchivs, **16**, 313–347, Linz (Oberösterreichisches Landesarchiv).

Killian, H. (1977): Oelwein, Arthur (1837–1917). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 7, 33. Lieferung, 208–209, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

Kleinschmidt, C. (2007): Technik und Wirtschaft im 19. und 20. Jahrhundert. – 189 S. (= Enzyklopädie deutscher Geschichte, **79**), München (Oldenbourg).

Koblizek, R. & Süssenbek, N. (2000): Die Trinkwasserversorgung der Stadt Wien von ihren Anfängen bis zur Gegenwart. 1. und 2. Teil. – Dissertation, Universität Wien, 591 S., Wien.

Kohl, H. (1969): Quartär und Hydrogeologie des Linzer Raumes. – Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. Der Boden von Linz. Katalog zu den Ausstellungen des Stadtmuseums Linz in der Neuen Galerie der Stadt Linz, Wolfgang-Gurlitt-Museum und des Oö. Landesmuseums, 71–90, Linz (Stadtmuseum Linz und Oö. Landesmuseum).

König, W. (1998): Wasser im Alltag. Ein Überblick über die Wasserversorgung und Abwasserentsorgung in Deutschland von der Mitte des 19. Jahrhunderts bis zur Gegenwart. – In: Hartje, V. & Ermel, H. (Hrsg.): Wasser – Kultur – Politik. Wechselwirkungen und Optionen, 137–150, Berlin (Verlag für Wissenschaft und Forschung).

Kreczi, H. (1951): Linz. Stadt an der Donau. – 428 S., Linz (Demokratische Druck- und Verlag-Gesellschaft).

Lackner, H. & Stadler, G.A. (1990): Fabriken in der Stadt. Eine Industriegeschichte der Stadt Linz. – 774 S., Linz (Archiv der Stadt Linz).

Linz AG (2008): Gestern Heute Morgen. 150 Jahre Lebensqualität. – Online unter https://www.linzag.at/media/dokumente/infomaterial_2/linzag-geschichte-gestern-heute-morgen.pdf (Zugriff am 18.09.2020).

Mayrhofer, F. (1990): Von der Revolution zur Republik 1848/49–1918. – In: Mayrhofer, F. & Katzinger, W.: Geschichte der Stadt Linz. Band II: Von der Aufklärung zur Gegenwart, 111–247, Linz (Verlag J. Wimmer).

Mayrhofer, F. (2008a): Stadtentwicklung. – Linz zwischen Revolution und Weltkrieg 1848–1918 (= Linz Bilder Band, **1**), 31–69, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Mayrhofer, F. (2008b): Infrastruktur. – Linz zwischen Revolution und Weltkrieg 1848–1918 (= Linz Bilder Band, **1**), 93–111, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Meissl, G. (2001): Hochquellenleitungen und Unratsschiffe. Zur Geschichte der Wiener Wasserver- und -entsorgung vor 1914. – In: Hahn, S. & Reith, R. (Hrsg.): Umwelt-Geschichte. Arbeitsfelder, Forschungsansätze, Perspektiven, 157–179, Wien–München (Verlag für Geschichte & Oldenbourg).

Mittermayer, J. (1963): Der Dichter Eduard Greutter, Nachkomme zweier angesehener Linzer Familien. – Historisches Jahrbuch der Stadt Linz, **1963**, 207–222, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Mühlauer, E. (1996): Welch' ein unheimlicher Gast. Die Cholera-Epidemie 1854 in München (= Münchner Beiträge zur Volkskunde, **17**). – 152 S., Münster (Waxmann Verlag).

Paul, H. (1984): Der Verlauf der Choleraepidemien des 19. Jahrhunderts im Bezirk Mattersburg. – In: Burgenländisches Landesarchiv (Hrsg.): Burgenland in seiner pannonischen Umwelt. Festgabe für August Ernst (= Burgenländische Forschungen, Sonderband **7**), 280–288, Eisenstadt (Burgenländisches Landesarchiv).

Paul, H. (1988): Die Choleratoten des Bezirkes Eisenstadt-Umgebung im 19. Jahrhundert. – Burgenländische Heimatblätter, **50**/1, 19–37, Eisenstadt (Burgenländisches Landesarchiv).

Pertlwieser, M. & Zapfe, H. (1983): Ramsauer, Johann Georg. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 8, 409, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

Peschel, R. (1982): Erläuterungen zur „Geologischen Karte von Linz und Umgebung" (nach J. Schadler, 1964). – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **28**, 181–236, Linz (Stadtgemeinde Linz).

Pettenkofer, M. v. (1855): Untersuchungen und Beobachtungen über die Verbreitungsart der Cholera nebst Betrachtungen über die Maßregeln derselben Einhalt zu tun. – 374 S., München (Cotta'sche Buchhandlung).

Pichler-Baumgartner, L. (2017): Der Weg zu einer modernen Wasserinfrastruktur. Eine sozial- und umweltgeschichtliche Perspektive auf die Stadt Linz (ca. 1860–1920). – Dissertation, Universität Salzburg, 296 S., Salzburg.

Puffer, E. (1968): Die Linzer Gemeindemandatare. – Die Gemeindevertretung der Stadt Linz vom Jahre 1848 bis zur Gegenwart. Geschichte – Biographien, bearbeitet im Archiv der Stadt Linz unter wissenschaftlicher Leitung von Wilhelm Rausch durch Richard Bart und Emil Puffer, 53–296, Linz (Archiv der Stadt Linz) [auch gedruckt als Historisches Jahrbuch der Stadt Linz 1968, Linz 1969].

Rath, G. (1969): Die Hygiene der Stadt im 19. Jahrhundert. – In: Artelt, W., Heischkel, E., Mann, G. & Rüegg, W. (Hrsg.): Städte-, Wohnungs- und Kleidungshygiene des 19. Jahrhunderts in Deutschland, 70–83, Stuttgart (Enke).

Rathberger, A. (2009): Aqua Lentia. Von der Allgemeinen Wasserleitung 1893 zum modernen Wasserversorger. – 136 S., Linz (Linz Service).

Reiter, E. (2005): Bericht über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 32 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 312–314, Wien.

Reith, R. (2011): Umweltgeschichte der Frühen Neuzeit. – 196 S. (= Enzyklopädie deutscher Geschichte, **89**), München (Oldenbourg).

Rödel, V. (1986): Fabrikarchitektur in Frankfurt am Main 1774–1924. Die Geschichte der Industrialisierung im 19. Jahrhundert. – 645 S., Frankfurt/Main (Societäts-Verlag).

Rumpel, G. & Niklas, A. (1894): Wasserwerk der Stadt Linz. – Zeitschrift des Oesterreichischen Ingenieur- und Architekten-Vereines, **34**/1894, 421–424, Wien.

Ruprechtsberger, E.M. (2015): Linz – Lentia. Kastell – Siedlung. – In: Gassner, V. & Pülz, A. (Hrsg.): Der römische Limes in Österreich. Führer zu den archäologischen Denkmälern, 155–162, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

Schiedermayr, K. (1882): Die Sanitätsverhältnisse der Landeshauptstadt Linz und der eventuelle Einfluss einer Wasserleitung auf dieselben. Vortrag des Referenten im oberösterr. Landes-Sanitätsrathe, Statthaltereirathes Dr. Karl Schiedermayr. – 48 S., Linz (Stadtgemeinde Linz).

Schuster, W. (2019): Aecht Franck. Biographie einer Firma. – 244 S., Linz (Archiv der Stadt Linz).

Schweiger, A. (2008): Wirtschaft. – Linz zwischen Revolution und Weltkrieg 1848–1918 (= Linz Bilder Band **1**), 71–92, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Simson, J. v. (1983): Kanalisation und Städtehygiene im 19. Jahrhundert. – 204 S. (= Technikgeschichte in Einzeldarstellungen, **39**), Düsseldorf (VDI-Verlag).

Slapnicka, H. (1983): Oberösterreich – Die politische Führungsschicht 1861 bis 1918. – 308 S., Linz (Residenz Verlag).

Speta, F. (1994): Schiedermayr, Karl. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, Band 10, 112–113, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

Strassmayr, E. (1954): Bürgermeister Dr. Karl Wiser (1880–1889). – Jahrbuch der Stadt Linz 1953, 233–248, Linz (Stadt Linz, Städtische Sammlungen).

Varetza, H. (1980): Wasser für Graz. Brunnen, Wasserwerke und Wasserleitungen in Graz – ihre technische, hygienische und wirtschaftliche Entwicklung von 1490 bis 1940. – 493 S., Graz (Leykam).

Wacha, G. (1959): Stift Lambach und Linz. – Historisches Jahrbuch der Stadt Linz 1959, 384–415, Linz (Archiv der Stadt Linz).

Wacha, G. (2004): Hanns Kreczi 10.2.1912–25.6.2003. Der Schöpfer der Kulturstadt Linz. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, Gesellschaft für Landeskunde, **148**, Teil I: Abhandlungen, 245–251, Linz.

Wimmer, M. (1995): Gesundheit und Krankheit. Eine sanitätsgeschichtliche Studie über Linz im 19. Jahrhundert. – Diplomarbeit, Universität Wien, 132 S., Wien.

Winkler, G. (2005): Adalbert Stifter, Johann Metz und Quirin Haslinger – Begegnungen in Kirchschlag. – Oberösterreichische Heimatblätter, **59**/3–4, 160–172, Linz (Oberösterreichische Landeskulturdirektion).

Zamazal, F. (2009): Unbekannte Bruckner-Episoden. Nacherzählt von Hermine Zeitlinger, kritisch kommentiert von Franz Zamazal. – Oberösterreichische Heimatblätter, **63**/3–4, 248–256, Linz (Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Direktion Kultur).

Eingelangt: 21. September 2020, angenommen: 18. November 2020

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 343–357 | Wien, Dezember 2020

Paul Partsch an Moriz Hörnes am 27. Mai 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!“

Albert Schedl zum 65. Geburtstag gewidmet

THOMAS HOFMANN[1] & MARTIN KRENN[2]

4 Abbildungen

Paul Partsch (1791–1856)
Moriz Hörnes (1815–1868)
Franz Ritter von Hauer (1822–1899)
Korrespondenz
Forschungsreise
Wien

Inhalt

Zusammenfassung 343
Abstract 343
Die Erdwissenschaften in Wien im Jahr 1848 344
Paul Partsch (1791–1856) 344
Moriz Hörnes (1815–1868) 345
Zur Reise von Hörnes und Hauer im Jahr 1848 346
Der Brief von Partsch an Hörnes vom 27. Mai 1848 347
Brief-Verkehr mit Reisenden 347
Der Brief von Partsch an Hörnes im Detail 347
Resümee und Ausblick 350
Anhang 354
Dank 356
Literatur 356

Zusammenfassung

Ausgehend von einem Brief von Paul Partsch an Moriz Hörnes vom 27. Mai 1848 nach Paris wird die Situation der Erdwissenschaften in Wien im Jahr 1848 skizziert. In diesem persönlichen Schreiben schildert Partsch die Verhältnisse in Wien, die Flucht des Kaisers nach Innsbruck und berichtet zudem über Familienmitglieder. Der Brief ging an Hörnes, der zusammen mit Franz von Hauer im Rahmen einer mehrmonatigen wissenschaftlichen Reise in Frankreich, England und Deutschland unterwegs war. Er stellt eine wichtige Ergänzung zu jenen Briefen dar, die Hauer von dieser Reise an seine Familie in Wien richtete (HAMANN & PETRASCHECK, 1985).

Paul Partsch to Moriz Hörnes on May 27, 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!“

Abstract

Based on a letter from Paul Partsch to Moriz Hörnes, dated May 27, 1848, to Paris, the situation of the earth sciences in Vienna in 1848 is outlined. In this letter, Partsch describes the situation in Vienna, the emperor´s flight to Innsbruck and reports on family members. The letter went to Hörnes who, together with Franz von Hauer, traveled to France, England and Germany as part of an academic trip lasting several months. This letter is an important addition to the letters that Hauer sent to his family in Vienna from this trip (HAMANN & PETRASCHECK, 1985).

1 THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geologie.ac.at
2 MARTIN KRENN: Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, 1010 Wien. martin.krenn@nhm-wien.ac.at

Die Erdwissenschaften in Wien im Jahr 1848

Im Revolutionsjahr 1848 bestanden in Wien zwei bedeutende institutionelle Einrichtungen auf dem Gebiet der Erdwissenschaften. Neben dem Hof-Mineralienkabinett (FITZINGER, 1881; HAMANN, 1976: 23–45; RIEDL-DORN, 1998: 69–100), der Vorläuferinstitution des heutigen Naturhistorischen Museums mit Schwerpunkt im Bereich von Sammlungen, gab es das Montanistische Museum (HAIDINGER, 1869; ZORN, 2020). Diese Vorläuferinstitution der 1849 gegründeten k. k. Geologischen Reichsanstalt, der heutigen Geologischen Bundesanstalt (BACHL-HOFMANN et al., 1999), hatte ihren Schwerpunkt im Bereich der Lehre und verfügte ebenfalls über eine Gesteinssammlung für Studienzwecke.

In der am 14. Mai 1847 („Gründungspatent") ins Leben gerufenen kaiserlichen Akademie der Wissenschaften (KOPETZ, 2006: 405ff.) waren die Erdwissenschaften in der mathematisch naturwissenschaftlichen Klasse angesiedelt. Unter den zentralen Personen im Bereich der Naturwissenschaften im Allgemeinen und den Erdwissenschaften im Besonderen ist an vorderster Stelle der Wiener Geologe und Mineraloge Wilhelm Ritter von Haidinger (1795–1871) zu nennen. Er war Nachfolger von Friedrich Mohs (1773–1839) als Leiter des Montanistischen Museums am Heumarkt in Wien-Landstraße (heute: Münze Österreich, Wien 3, Am Heumarkt 1; siehe: ZORN, 2020), gehörte zu den 40 wirklichen Mitgliedern der ersten Stunde der Akademie der Wissenschaften („Wiener Zeitung", 17. Mai 1847: 2) und wurde 1849 zum Gründungsdirektor der Geologischen Reichsanstalt berufen. Haidingers Gegenüber am Hof-Mineralienkabinett war der Geologe und Mineraloge Paul Partsch (1791–1856). Er fungierte unter der Direktion von Carl von Schreibers (1775–1852), dem Gesamtverantwortlichen der unterschiedlichen „k. k. Hof-Naturalien-Cabinete", als leitender Kustos der Gesteins- und Mineraliensammlung; 1847 befand er sich ebenfalls unter den 40 oben erwähnten „Erstmitgliedern" der Akademie.

Haidinger und Partsch waren die treibenden Kräfte, die von Mai bis Oktober 1848 die Geologen Moriz Hörnes (1815–1868) und Franz Ritter von Hauer (1822–1899) auf eine wissenschaftliche Sondierungsreise nach Frankreich, England und Deutschland beorderten. Ein reger Briefwechsel begleitete die Reise, wie Briefe von Hauer an seine Familie (HAMANN & PETRASCHECK, 1985) bzw. der hier erstmalig veröffentlichte Brief von Partsch an Hörnes vom 27. Mai 1848 belegen.

Nachfolgend werden zunächst Absender (Partsch, Abb. 1) und Adressat des Briefes (Hörnes, Abb. 2) in der gebotenen Kürze vorgestellt. Zu Wilhelm von Haidinger, dessen Bedeutung unter anderem die Inschrift am Grabstein seines Ehrengrabs auf dem Wiener Zentralfriedhof – „*der Begründer des naturwissenschaftlichen Lebens in seinem Vaterlande*" – ausdrückt, sei auf die ebenso einschlägigen wie ausführlichen Nachrufe (HAUER, 1871; SCHRÖTTER, 1871) verwiesen. Selbiges gilt für Franz von Hauer, der zunächst am Montanistischen Museum wirkte, Haidinger 1849 an die Reichsanstalt folgte, hier 1866 dessen Nachfolger als Direktor wurde und 1885 als Intendant an das Naturhistorische Museum wechselte. Seine Karriere wurde durch seinen Schwiegersohn, den Geologen Emil Tietze (1845–1931), anlässlich seines Todes umfassend dargestellt (TIETZE, 1900).

Abb. 1.
Paul Partsch (1791–1856), Kustos und Leiter des k. k. Hof-Mineralienkabinetts (Wikipedia/Gemeinfrei).

Paul Partsch (1791–1856)

Eduard Suess (1831–1914) skizziert in seinen *Erinnerungen* (SUESS, 1916: 92) retrospektiv Paul Partsch wie folgt: „*Vorstand des mineralogischen Hofkabinetts, wie es zu damals hieß, war zur Zeit meiner Anstellung Paul Partsch, ein überaus wohlwollender, ausgezeichneter Gelehrter. Er war 1791 geboren, hatte 1817 die berühmte geologische Schule von Schottland und 1820 die italienischen Vulkane besucht, dabei sein Vermögen aufgezehrt und mußte 1824, trotz der hohen Achtung, die er als Forscher besaß, eine recht untergeordnete Stelle am Kabinette annehmen. Er führte im Auftrag der Regierung Forschungs-, richtiger gesagt Entdeckungsreisen nach Dalmatien und Siebenbürgen aus und entwarf die erste geologische Karte von Niederösterreich.*"

Suess kannte Partsch gut, war er doch unter diesem am 10. Mai 1852 als Assistent am Hof-Mineralienkabinett angestellt worden (SUESS, 1916: 91). Seinen Vorgesetzten Partsch beschreibt Suess zu diesem Zeitpunkt als „*stattliche Gestalt mit schneeweißem Haar und Bart*" (SUESS, 1916: 92). Es blieb übrigens nicht bei beruflichen Kontakten: Partsch stellte Suess auch seine Nichte Hermine Strauß vor, die Suess schließlich am 12. Juni 1855 ehelichen sollte (SUESS, 1916: 105). Dazu Suess: „*Hermine war der Liebling des Onkels Paul. Ihm verdanke ich die Bekanntschaft und zum Teil den Verkehr mit bedeutenden Personen […].*" (SUESS, 1916: 98). Hermine Strauß bzw. Suess (1835–1899) hatte zwei ältere Schwestern, die im Kontext der österreichischen Wissenschaftsgeschichte

nicht unbedeutend waren (Gasche, 2014: 15f.). Die 1819 geborene Louise Strauß (gest. 1902) war die Frau von Moriz Hörnes, Sidonie Strauß (1828–1902) hatte den österreichischen Mediziner und Forschungsreisenden Josef Franz Natterer (1819–1862) geehelicht. Bei diesem handelte es sich um den Neffen von Johann Baptist Natterer (1787–1843), Zoologe und maßgeblicher Teilnehmer der großen österreichischen Brasilien-Expedition Anfang des 19. Jahrhunderts (Hubmann & Wagmeier, 2017: 6).

Der Weg von Partsch an die Spitze des Hof-Mineralienkabinetts und in die erste Reihe der österreichischen Naturwissenschaftler (Schrötter, 1858: 135) war ihm keineswegs vorgezeichnet. Leopold Fitzinger (1802–1884), Zoologe und Amtskollege von Partsch am k. k. Zoologischen Hofkabinett, schildert in seinem Nachruf auf Partsch in der „Wiener Zeitung“ vom 11. Oktober 1856 (Fitzinger, 1856) die entbehrungsreichen Jahre im Leben von Partsch, der etwa entgegen ursprünglichen Zusicherungen 1824 als Aufseher und nicht als Kustos am Hof-Mineralienkabinett angestellt worden war. Erst 1835 wurde er Kustos, 1851 Vorstand des Hof-Mineralienkabinetts, dem er bis zu seinem Tod 1856 angehörte (Fitzinger, 1856; Flügel, 1978). Partsch erwarb sich in fachlicher Hinsicht nicht nur für die Neugruppierung der Sammlungen bleibende Verdienste, er gilt auch als einer der „Gründerväter“ der Geologie in Österreich. Von ihm stammen etwa die erste geologische Karte des Wiener Beckens oder große Teile der geologischen Karte der Steiermark (Flügel, 1978; Riedl-Dorn, 1998: 86f.). Vor diesem Hintergrund bezeichnete für Fitzinger der Tod von Partsch einen „*höchst fühlbaren, fast unersetzlichen*“ Verlust: „*Die Wissenschaft verlor an ihm eine ihrer vorzüglichsten Zierden im Deutschen Vaterlande, das einer Führung bedürftige Talent der ihr angehörigen Jugend, einen eifrigen sorgsamen Pfleger. Was Partsch als Mensch, was er seinen Freunden war, können nur Diejenigen bezeugen, die ihn gekannt oder ihm näher zu stehen das Glück hatten und die so tief durch seinen Verlust sich gebeugt fühlen.*“ (Fitzinger, 1856: 3013).

Abb. 2.
Moriz Hörnes (1815–1868), Praktikant und ab 1856 Leiter des k. k. Hof-Mineralienkabinetts (Archiv, GBA).

Moriz Hörnes (1815–1868)

In der Literatur wird Moriz Hörnes oft als „der Ältere“ angeführt, um ihn von seinem gleichnamigen Sohn (Moriz Hörnes „der Jüngere“, 1852–1917) zu unterscheiden, der nicht die Geologenlaufbahn einschlug, sondern Prähistoriker wurde. Sein erstgeborener Sohn Rudolf Hörnes (1850–1912) war hingegen ebenfalls Geologe und Paläontologe (Hubmann & Wagmeier, 2017 sowie N.N., 1959: 368–370).

Hörnes war früh verwaist und musste selbst für seinen Unterhalt aufkommen. Zunächst betätigte er sich als Praktikant in der kaiserlichen Familienfonds-Buchhaltung, belegte jedoch nebenbei Vorlesungen an der Universität Wien in Mineralogie, Chemie, Botanik, Zoologie und Anatomie. Ab 1836 übernahm er auch Aushilfsdienste am Hof-Mineralienkabinett. Mit 6. März 1837 trat er als fest angestellter Praktikant unter Kustos Partsch in das Mineralienkabinett ein (Schrötter, 1869: 322) und unterstützte diesen bei der Neuaufstellung der Sammlungen „*mit Eifer und [...] uneigennützigster Hingebung*“ (Hingenau, 1868); nach Partschs Tod im Oktober 1856 wurde Hörnes dessen Nachfolger als Vorstand und Kustos.

Fachlich pflegte Hörnes nicht nur einen engen Austausch mit Wilhelm Haidinger, sondern hatte zuvor auch Vorlesungen bei Friedrich Mohs, dem „Gründungsdirektor“ des Montanistischen Museums (Zorn, 2020: 253), gehört. Gemeinsam mit Ludwig Alois Friedrich Ritter von Köchel (1800–1877) sollte Hörnes später federführend an der Exhumierung und Überführung von Mohs’ sterblichen Überresten aus Italien nach Wien beteiligt sein (Mohs war 1839 auf einer Italienreise überraschend verstorben; Hörnes & Köchel, 1866). Die Vorlesungen und Kurse, die Haidinger als Nachfolger von Mohs am Montanistischen Museum ab Jänner 1843 für Personen aus dem montanistischen Bereich anbot, wurden auch von Hörnes besucht. Bereits beim ersten der bis 1849 insgesamt sieben Kursen scheint er als Teilnehmer auf (Haidinger, 1869: 35). Hörnes befand sich hier in bester Gesellschaft: Am zweiten Kurs nahm etwa Franz von Hauer teil und hielt ab 1845 im Rahmen der erwähnten Kurse selbst paläontologische Vorlesungen, deren Mitschriften aus Studentenhand jüngst von Steininger et al. (2019) transkribiert und herausgegeben wurden. Zur Entwicklung der Paläontologie in Wien berichteten jüngst Steininger et al. (2018).

Auch Hörnes verantwortete ab 1860 Vorlesungen an der Universität Wien. Im selben Jahr wurde er zum korrespon-

dierenden, 1865 zum wirklichen Mitglied der Akademie der Wissenschaften ernannt (SCHRÖTTER, 1869: 324). Darüber hinaus zählte er zu den Mitbegründern der von Hauer initiierten „Gesellschaft der Freunde der Naturwissenschaften in Wien" (HAIDINGER, 1849: 17; HAIDINGER, 1869: 72f.; N.N., 1959: 368). Unter den zahlreichen Veröffentlichungen von Hörnes sticht seine zweiteilige Mollusken-Monografie über das Wiener Becken (HÖRNES & PARTSCH, 1856) heraus, die allerdings erst posthum vollendet wurde (HÖRNES, 1870).

Zur Reise von Hörnes und Hauer im Jahr 1848

Der Brief von Paul Partsch an Moriz Hörnes vom 27. Mai 1848 wurde nach Paris adressiert (Abb. 3), wo Letzterer sich gemeinsam mit Franz von Hauer damals aufhielt. Am 28. April 1848 waren Hauer und Hörnes zum letzten Mal bei der Versammlung der *Freunde der Naturwissenschaften* in Wien (HAIDINGER, 1869: 112f.), ehe sie kurz darauf Richtung England und Frankreich, den in Sachen Geowissenschaften damals führenden Ländern Europas, abreisten (HAMANN & PETRASCHECK, 1985: 5). Diese Reise folgte einem Auftrag der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften (HAIDINGER & PARTSCH, 1848: 3); erklärtes Ziel war eine – modern ausgedrückt – „Fact Finding Mission" im Hinblick auf bereits existierende geologische Landesaufnahmen und daraus erwachsene geologische Karten. Es ging somit um eine „*Vorarbeit zu den später zu unternehmenden geognostischen Leistungen*", wie es Partsch und Haidinger formulierten (HAIDINGER & PARTSCH, 1848: 3). Zudem sollten wissenschaftliche Kontakte geknüpft werden. KLEMUN (2020: 201) bemerkt treffend, dass Haidinger selbst „*in den Jahren 1823–1827 als Begleiter des Grafen August von Breuner England und Schottland besucht und den Wissenschaftsbetrieb sowie die einschlägigen wissenschaftlichen Gesellschaften der aufstrebenden Industriemacht persönlich kennengelernt hatte*". Er kannte daher den Wert solcher Auslandserfahrungen und Forschungsreisen, die er „*einerseits der jüngeren Generation vergönnte, von deren Beobachtungen über den neuesten Stand der Innovationen er andererseits auch profitieren wollte*".

Hauer und Hörnes wurde für ihre Reise eine schriftliche Instruktion übermittelt, die von Haidinger und Partsch entworfen worden war. Demnach sollten vier zentrale Aspekte untersucht werden (HAIDINGER & PARTSCH, 1848: 3f.):

1) In Frankreich: Das gesamte Umfeld im Zusammenhang mit der Vollendung der geologischen Karte von Frankreich. Ansprechpartner waren: Élie de Beaumont (1798–1874) und Armand Dufrénoy (1792–1857).
2) In England: Alle Arbeiten, die unter der Leitung von Henry de la Bèche (1796–1855) zur Herstellung einer geologischen Karte gemacht wurden.
3) Die Erforschung der Geologie („*Gebirgsschichten*") in England und Frankreich zum Vergleich mit jener „*in unseren eigenen Gebirgen*".
4) Das „*Anknüpfen und Fortführen freundschaftlicher wissenschaftlicher Beziehungen mit den Forschern der zu durchreisenden befreundeten Länder*".

Die Akademie verfolgte hier also einen umfassenden Ansatz in wissenschaftlicher, technischer und administrativer Hinsicht. Dies ist im Jahr 1848 insofern bemerkenswert, hatte Haidinger doch drei Jahre zuvor seine neunteilige „Geognostische Uibersichtskarte [!] der Oesterreichischen Monarchie" (HAIDINGER, 1845) realisiert. Vorbilder für dieses Kartenwerk waren schon damals England und Frankreich im Allgemeinen und die oben genannten Personen im Besonderen, wie Haidinger später ausführte (HAIDINGER, 1847: 30). Seine „Uibersichtskarte" entstand aus den damals verfügbaren Kartenunterlagen und wurde speziell für die von ihm gehaltenen Kurse am Montanistischen Museum kompiliert und ediert.

Freilich muss Haidinger schon damals die Unzulänglichkeit dieser Karte bewusst gewesen sein. Mit der Gründung der Akademie im Jahr 1847 sahen Haidinger wie Partsch neue Möglichkeiten zur Herstellung einer verbesserten geologischen Karte. Ihr diesbezügliches Anliegen trugen sie auf der Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse am 9. Dezember 1847 vor (PARTSCH & HAIDINGER, 1847), wobei ihnen für die konkrete Durchführung der Arbeiten zu einer solchen neuen geologischen Karte „*die Herren Dr. Moriz Hörnes, Assistent am k. k. Hof-Mineralien-Cabinete und Franz Ritter von Hauer, Assistent am k. k. montanistischen Museo*" als fachlich geeignet erschienen. Auch das erforderliche Ausmaß wurde skizziert: „*Eine wohl durchdachte und vorbereitete Reise von einem Sommer würde zu diesem Zwecke genügen.*" (PARTSCH & HAIDINGER, 1847: 7). Als idealen Reisebeginn erachteten sie Anfang Mai und machten klar: „*Es wird keine Lust- oder Erholungs-Reise seyn, sondern eine Reise voll geistiger und körperlicher Anstrengung [...].*" (PARTSCH & HAIDINGER, 1847: 8). Natürlich konnten sie im Dezember 1847 die besonderen Umstände und Erschwernisse der Reise im Revolutionsjahr 1848 noch nicht absehen. Selbst wollte man jedoch auch nicht untätig bleiben, während Hauer und Hörnes in Europa unterwegs waren, um die „*genauesten Daten über die Vollendung jener schönen französischen und englischen Karten zu sammeln*" (PARTSCH & HAIDINGER, 1847: 10). Haidinger und Partsch wollten alle Ressourcen im Land selbst bündeln und daran arbeiten, „*durch Verständigung und Berathung mit Geographen, Geologen und Montanistikern des Inlandes die grösste Masse des positiven Wissens, der Theilnahme an der Aufgabe und der sachgemässen Rathschläge für die Erleichterung der Arbeiten zu vereinigen*" (PARTSCH & HAIDINGER, 1847: 11) – nicht zuletzt durch Einbeziehung der vier damals existierenden geologischen „*Privatvereine*" in der Donaumonarchie (PARTSCH & HAIDINGER, 1847: 11).

Der wissenschaftliche Wert dieser Reise wurde bereits zeitgenössisch erkannt und entsprechend gewürdigt. So erwähnt der Chemiker und Mineraloge Anton Schrötter von Kristelli (1802–1875), ab 1850 und bis zu seinem Tod Generalsekretär der Akademie der Wissenschaften (KERNBAUER & FRIEDRICH, 1999), in seinem Nachruf auf Hörnes nicht nur die Reise 1848, sondern auch deren Zweck: „*Im Jahre 1848 unternahm Hörnes mit Franz R. v. Hauer auf Kosten der kais. Akademie der Wissenschaften über Antrag Haidinger´s eine Reise durch Deutschland, Frankreich und England, um die Einrichtungen zu studiren, die in jenen Ländern zu deren geologischen Durchforschung bereits getroffen waren. Das auf dieser Reise gesammelte reiche Materiale diente als Grundlage bei der im December*

[sic!] des Jahres 1849 erfolgten Errichtung der k. k. geologischen Reichsanstalt.“ (Schrötter, 1869: 323). Ähnlich war im selben Jahr (1869) auch bei Haidinger (1869: 117) zu lesen: „*Die Herren Fr.* v. Hauer und Dr. M. Hörnes waren am 7. *October* [1848, die Verf.] *von ihrer Reise in Deutschland, Frankreich und England wieder zurückgekehrt, voll Erfahrungen und mit vielen Erwerbungen theils an Geschenken, theils an erkauften Gegenständen für unser Museum, wofür eine Ergänzungs-Baar-Bewilligung für Unkosten am 15. October erfolgte.*“

In der Folge erfuhr die geologische Kartierung vor allem durch die im November 1849 erfolgte Gründung der Geologischen Reichsanstalt eine nachhaltige Förderung, gehörte sie doch zu deren Hauptaufgaben. Unter der Direktion von Haidinger konnte damit Hauer an der Reichsanstalt das Kartenprojekt auf höchstem wissenschaftlichen Niveau und mit allen dafür nötigen Ressourcen vorantreiben. Das erste der 12 Kartenblätter der „Geologische Übersichts-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1:576.000“ erschien 1867. Das Projekt lief über mehrere Jahre (Hauer, 1867–1871); gezeigt wurde die finalisierte „Hauer-Karte“ schließlich 1873 im Rahmen der Wiener Weltausstellung (K. k. Geologische Reichsanstalt, 1873).

Der Brief von Partsch an Hörnes vom 27. Mai 1848

Brief-Verkehr mit Reisenden

Wenngleich mit den Briefen von Franz von Hauer an seine Familienangehörigen eine kontinuierliche begleitende Berichterstattung der Reise 1848 aus Sicht eines unmittelbar Beteiligten vorliegt (Hamann & Petrascheck, 1985), so hat der Brief von Paul Partsch an Moriz Hörnes doch in doppelter Hinsicht eine besondere Bedeutung: Zum einen ist es ein Brief aus Wien *an* einen Reisenden, zum anderen ist es ein Schreiben des Vorgesetzten (Partsch) an seinen Mitarbeiter (Hörnes). Dies stellt eine andere Qualität als ein rein innerfamiliärer Briefverkehr dar. Aus Hauers Briefen und darin enthaltenen Bemerkungen wird jedoch auch ein durchgängiger Kontakt zwischen ihm bzw. Hörnes und den in Wien verbliebenen Haidinger und Partsch deutlich. So schreibt Hauer am 15. Mai 1848 aus Brüssel als Postskriptum (Brief Nr. 3, Hamann & Petrascheck, 1985: 26): „*Die beiliegenden Blätter bitte ich nach Durchlesung an Haidinger zu schicken.*“ Und am 18. Mai 1848 aus Paris (Brief Nr. 4, Hamann & Petrascheck, 1985: 28): „*Ich bitte die Sache wegen Adressirung der Briefe durch Hrn Partsch auch der Gemahlin des Dr. Hörnes mitheilen zu lassen und ebenso Bergr. Haidinger davon in Kenntnis zu setzen. Viele Grüsse an alle FRANZ*“. Nachdem sich Hauer in diesem Brief vom 18. Mai noch über die Niederlage der Revolutionspartei in Paris ausließ, bemerkte er zunächst: „*Zu unserem grossen Verdrusse fanden weder ich noch Hörnes Briefe daselbst vor“,* um im Postskriptum anzufügen: „*Hörnes hat heute einen Brief erhalten*“. Auch in der schottischen Hauptstadt Edinburgh, wo Hauer und Hörnes Anfang August 1848 ankamen, erreichten sie Briefe aus Wien (Brief Nr. 14, Hamann & Petrascheck, 1985: 56): „*Der erste Gang war zur Post und in der That wurde ich sowohl als Hörnes durch Briefe vom Hause erfreut.*“ Partsch erwähnt in seinem Schreiben an Hörnes vom 27. Mai 1848 zudem einen regen Briefverkehr zwischen Hörnes und dessen Frau Louise („*Durch die für Ihre Frau bestimmten Briefe [...] erfahren wir, wie es Ihnen geht und was Sie machen*“). Über Briefe von Hauer und Hörnes mit Informationen über die Reise und deren Verlauf berichtet nicht zuletzt Haidinger (1848).

Der hier publizierte Brief von Partsch an Hörnes belegt nun, dass der Kommunikationsverlauf kein einseitiger war, sondern den Reisenden Briefe aus Wien nachgesandt wurden. Es ist vor diesem Hintergrund davon auszugehen, dass das Schreiben von Partsch vom 27. Mai 1848 nicht das einzige an Hörnes bzw. Hauer aus Wien war; bislang sind jedoch keine weiteren Briefe bekannt geworden. Umso ausführlicher soll dieser Brief, der sich im Privatbesitz von Albert Schedl (Wien) befindet, nunmehr behandelt werden. Albert Schedl überließ dankenswerterweise einen Scan davon dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt zur freien Verwendung.

Der Brief von Partsch an Hörnes im Detail

Für Paul Partsch erwies sich das „Epochenjahr“ 1848 als ausgesprochenes Krisenjahr. 1847 vom Kaiser noch – als einziger aus den verschiedenen Naturalienkabinetten – zum wirklichen Mitglied der Akademie der Wissenschaften ernannt, erkrankte er 1848 schwer, fieberte wochenlang und litt an Geschwüren des rechten Fußes (Scholler, 1957: 24). So sah er sich gezwungen, in Wien zu verweilen und auf jede Reisetätigkeit zu verzichten (Scholler, 1957: 24).

Die Zeilen von Partsch vom 27. Mai, an den in Paris weilenden Hörnes adressiert („*A Monsieur Maurice Hörnes a Paris, Rue Copeau no 8, Hotel du jardin des plantes*“[1]) (Abb. 3), umfassen insgesamt drei Seiten im quartformatigen, recto wie verso beschriebenen Bogen und entwerfen ein eindrucksvolles Stimmungsbild aus den Wiener Maitagen des Jahres 1848. Die Ereignisse vom März 1848, als die revolutionäre Welle auch das Wiener Bürgertum erfasste und sich im Rücktritt von Staatskanzler Metternich (1773–1859), der politischen Zusage zur Erarbeitung einer parlamentarischen Verfassung und der Pressefreiheit ausdrücken sollte, lagen noch keine drei Monate zurück (Bruckmüller, 2019: 348ff.; Knaus & Sinkovicz, 1998: 113ff.). In seiner Darstellung zur Geschichte des Montanistischen Museums von 1869 resümierte Partschs Standeskollege Haidinger die Entwicklung beispielsweise wie folgt: „*Ueberraschend waren die Nachrichten über die Ereignisse in Paris am 24. Februar, welchen unsere eigenen Bewegungen in Wien am 13. März sich so nahe anschliessen sollten, und die nachhaltigsten Neugestaltungen und Wandlungen vorbereiteten. Der unmittelbarste Einfluss, der die wissenschaftlichen Forscher in meiner Nähe augenblicklich berührte, war das Wegfallen der so beklagenswerthen Censur, auf das empfindlichste hemmend, selbst in den lobenswerthesten Bestrebungen! Wir athmeten freier […].*“ (Haidinger, 1869: 112).

Am 25. Mai 1848, zwei Tage vor Abfassung des Briefes (Abb. 4) von Partsch an Hörnes, begann die zweite Phase der Revolution, nunmehr insbesondere getragen von der Studentenschaft. Partsch spricht explizit von einer „*neue[n] Revolution*“, die in Wien losgebrochen sei. Bereits

1 Die Straße wurde 1853 umbenannt, heutiger Name: rue Lacépède.

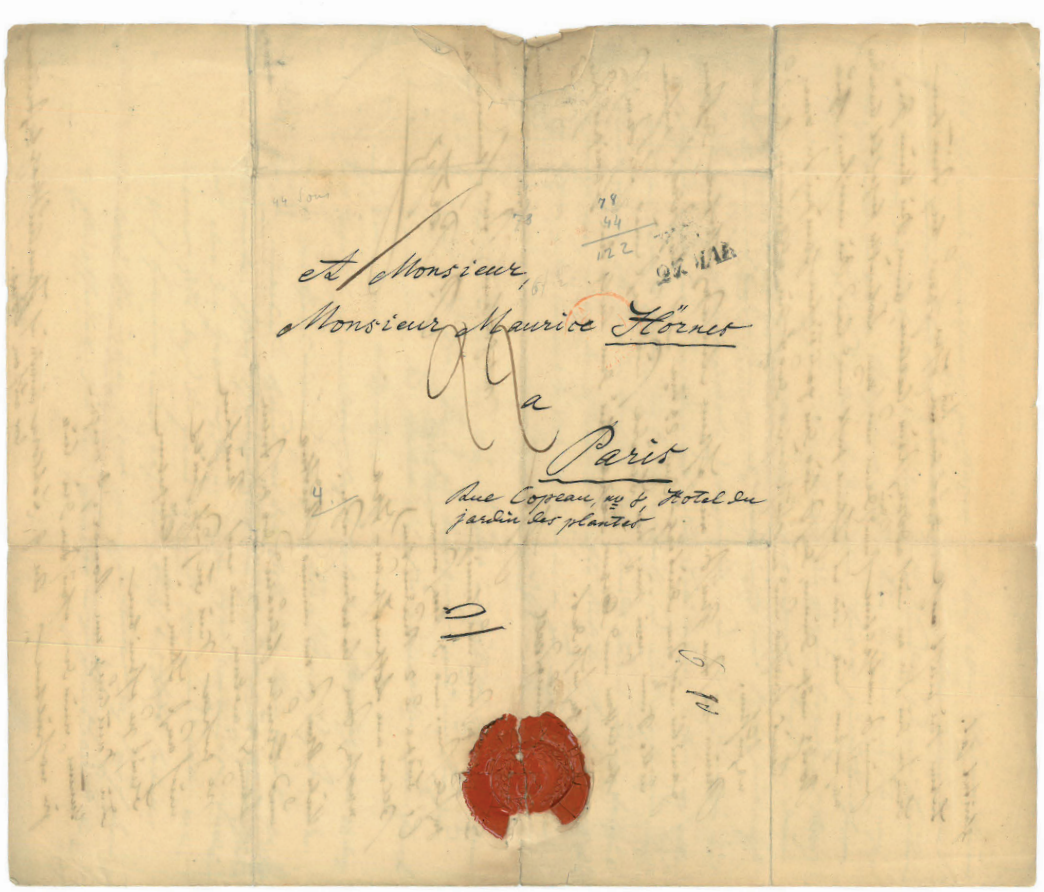


Abb. 3.
Briefumschlag mit der Pariser Adresse von Moriz Hörnes (Sammlung Schedl, Wien).

zuvor hatte sich das politische Klima zunehmend aufgeheizt. Am 15. Mai waren Studenten in die Hofburg eingedrungen und hatten einen Katalog ihrer politischen Forderungen („Sturmpetition") übergeben; am 17. Mai sollte schließlich Kaiser Ferdinand I. und die kaiserliche Familie Wien verlassen. Partsch kommentiert: „*Die Bestürzung über des Kaisers Entfernung von Wien, die man wohl eine plötzliche Flucht nennen kann […], war sehr groß*". Auch wusste er, dass „*niemand von der kais. Familie […] mit den zu einer Reise nöthigen Kleidungsstücken oder mit der unentbehrlichsten Wäsche versehen [war]*". Für Partsch war Heinrich Franz Graf von Bombelles (1789–1850), führender Repräsentant der klerikal-feudalen „Reaktionspartei" am Wiener Hof, die treibende Kraft hinter der Abreise des Kaisers, um in Wien freie Hand zu haben. Die Revolutionäre bezeichneten ihn vor diesem Hintergrund nur wenig schmeichelhaft als „Judas, den Erzschelm"[2] und trugen sein Bild an einem symbolhaften Galgen durch die Straßen („Wiener Sonntagsblätter", 1848: 374). Flugblätter kursierten in Wien und ließen wohl auch Partsch lesen: „*Graf Bombelles ist unter Metternich der linke Flügel der Tiranerei gewesen, jetzt ist er das Zentrum der Rückschrittsparthei und hat dazu den Hof in Beschlag genommen, wird ohne Verweilen zu Insbruck [sic!] die Reste der Metternichischen Regierung und den Adel um sich versammeln, wird zur Bildung eines neuen Ministeriums drängen, und den Rath geben, sich den Slaven in die Arme zu werfen.*" Dass es ab Mai tatsächlich zu intensiven Absprachen zwischen Bombelles und Metternich kam, zeigen ihre von Andics (1970) ausgewerteten Korrespondenzen.

Für die kaiserliche Regierung – von Partsch nach zeitgenössischem Gebrauch nur „das Ministerium" genannt – unter dem erst am 4. Mai 1848 berufenen Ministerpräsidenten Franz Xaver Pillersdorf (1786–1862) hatte Partsch jedenfalls nur wenig übrig und sprach von „*Schwäche*" und „*Tathlosigkeit*". Die Schließung der Universität am 24. Mai wird dabei von Partsch irrtümlich auf den Morgen des 26. Mai verlegt. An jenem 26. Mai wurde hingegen die Akademische Legion verboten. Die Beschreibung der folgenden Ereignisse bei Partsch ist jedoch äußerst nah am historischen Verlauf: „*Man wollte dieß* [Schließung der Universität und Verbot der Akademischen Legion, die Verf.] *durch Waffengewalt durchsetzen und schon von frühem Morgen an besetzte das Militär die Burg, die Stadtthore, die Basteyen und den Exerzierplatz auf dem Glacis. Ein Bataillion Infantanerie umstellte die Universität, auf welcher die Grafen Colloredo-Mansfeld und Montecuccoli, dann der General Sardagna erschienen, um zur Schließung und Auflösung aufzufordern. Die Studenten verweigerten dieß mit aller Bestimmtheit. Es wurde Generalmarsch geschlagen und auf allen Thürmen Sturm geleutet. Bürgermilitär und Nationalgarden schlugen sich zu den Studenten, die Arbeiter strömmten zu Tausenden zu und Barikaden entstanden in allen Straßen.*"

Als unmittelbare Folge musste die kaiserliche Regierung die Auflösung der Akademischen Legion am 26. Mai zurücknehmen und ihre Truppen zurückziehen, wie auch Partsch an Hörnes berichtet. Gut unterrichtet zeigt sich Partsch zudem über weitere Ereignisse des Tages, so etwa die Gefangennahme von Graf Johann Ernst Hoyos von Sprinzenstein (1779–1849), dem seit 14. März 1848 amtierenden Oberkommandierenden der Wiener Nationalgarde (Felgel, 1881), und Fürst Moritz Johann zu Nikols-

2 Siehe das am 24. Mai 1848 in Wien erschienene Flugblatt „Graf Bombelles oder Judas der Erzschelm": https://www.digital.wienbibliothek.at/wbrobv/content/titleinfo/2017461 [abgerufen am: 22.12.2020]

burg Dietrichstein (1775–1864), Oberstkämmerer und Intendant des Hofburgtheaters (Aretin, 1957). Letzteren, so Partsch, „*hohlte man in vergangener Nacht aus dem Bette*“. Auch von Gerüchten einer Arretierung der beiden im Zitat erwähnten Grafen Ferdinand von Colloredo-Mannsfeld (1777–1848) und Albert Raimund Zeno Montecuccoli-Laderchi (1802–1852) berichtet Partsch. Über den Wiener Stadtkommandanten Joseph Freiherr von Sardagna (1788–1850) ist hingegen nichts mehr zu lesen. Tatsächlich vermochten sowohl Colloredo-Mannsfeld, der mit einer „*gewisse[n] Volkstümlichkeit*“ ausgestattet war und im März 1848 sogar das Kommando über die neu gebildete Akademische Legion übernommen hatte (Allmayer-Beck, 1957), als auch Montecuccoli-Laderchi, dem politisch Verantwortlichen der Auflösung der Legion am 26. Mai (Cornaro, 1975), sich ihrer drohenden Gefangennahme durch Flucht aus Wien zu entziehen.

Eine gewisse Abgeklärtheit (um nicht zu sagen Abgestumpftheit) im Hinblick auf Gewalt zeigen auch Partschs Zeilen über Todesopfer in Wien: „*Blut ist gestern nur wenig geflo̕ßen; nur 3 Personen (1 Bürger u[nd] 2 Studenten) sollen am Rothenthurm-Thor erschoßen worden seyn.*“ Tatsächlich verlief der Mai 1848 in Wien „*nicht ganz gemüthlich*“, wie Partschs Berufskollege Haidinger rückblickend bemerkte (Haidinger, 1869: 114) und bei dieser Gelegenheit anmerkte: „*Wohl blieb ich selbst in Wien, doch meine Familie, vermehrt seit 12. März 1847 durch meine jüngste Tochter, fand ein freundliches Asyl bei Thinnfeld´s in Feistritz bei Peggau in Steiermark, welches sie am 1. Juni aufsuchten, auf der Reise begleitet von meinem nunmehr verewigten hochverehrten Freunde Adolph v. Morlot.*“

Der angesprochene Adolph von Morlot (1820–1867) entstammte einer angesehenen Berner Familie, besuchte Bergbau-Kurse bei Haidinger und Partsch und bewarb sich nach 1849 erfolglos um eine Anstellung an der Geologischen Reichsanstalt; ab 1851 wirkte er als Professor für Geologie an der Akademie in Lausanne (Gümbel, 1885; Haidinger, 1869: 51, 92ff.). Verdienste erwarb er sich insbesondere um die Erforschung des Quartärs (Klemun, 2008). Mit Familie Thinnfeld, insbesondere dem 1793 geborenen Ferdinand Freiherr von Thinnfeld (1793–1868), Minister für Ackerbau und Bergbau unter Kaiser Franz Joseph I., befand sich Haidinger nicht nur in freundschaftlicher, sondern auch verwandtschaftlicher Verbindung, hatte doch Ferdinand von Thinnfeld Haidingers jüngere Schwester Maria Clara Sidonie (1797–1843) geehelicht (Haidinger, 1868; Wurzbach, 1882; Boden, 2012).

Zurück zum Brief (Abb. 4) von Partsch. Von Gerüchten in diesem Schreiben war bereits die Rede. Ein anderes Gerücht sorgte im Mai 1848 für größte Beunruhigung in Wien. Partsch: „*Die Barikaden stehen noch alle, weil das Gerücht geht, Fürst Windischgrätz sei mit mehreren Regimentern aus Mähren in Anzug. Ein blinder Lärm und ein falsches Gerücht von seiner Annäherung machte letzte Nacht von 12 bis ½ 1 Uhr alle Sturmglocken ertönen. – In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!*“ Der Name Windischgrätz versetzte das revolutionäre Wien des Jahres 1848 zwingend in „Alarmstimmung“: Es handelte sich hierbei um Fürst Alfred I. zu Windisch-Graetz (1787–1862), Feldmarschall-Leutnant und kommandierender General in Böhmen. Bei Ausbruch der Märzrevolution 1848 hatte er sich zufällig in Wien aufgehalten, (erfolglos) den Sturz Metternichs zu verhindern versucht und schließlich diktatorische Vollmachten zur „Wiederherstellung von Ruhe und Ordnung“ in der Stadt erhalten (Sewann, 1981). Ende Mai sollte die Wiener Revolution allerdings noch eine „Atempause“ erhalten, war doch Windisch-Graetz vorerst in Böhmen engagiert, wo er im Juni 1848 den tschechischen Aufstand in Prag gewaltsam unterdrückte (Sewann, 1981). Johann Nestroy konnte ihn zu diesem Zeitpunkt in seiner am 1. Juli 1848 uraufgeführten Posse „Freiheit in Krähwinkel“ noch als Kommandant Rummelpuff karikieren (Häusler, 2017: 99). Nach Ausbruch der Oktoberrevolution erschien Windisch-Graetz dann allerdings vor Wien und wurde seinem Ruf mehr als gerecht, indem er die Stadt mit schwerer Artillerie von der Terrasse des Palais Schwarzenberg aus regelrecht sturmreif schoss (Czeike, 1997).

Abseits der „hohen Politik“ konnte Partsch auch über Privates berichten. Von Beschwerlichkeiten des Postwegs angesichts der fortwährenden Verbarrikadierungen ist zu lesen. Ebenso vermeldete er das Abbrennen eines Hauses in unmittelbarer Nachbarschaft seines Schwagers Strauß in der Weintraubengasse in der Leopoldstadt. Es handelte sich hier um den Mann von Partschs Schwester Aloisia, den Mediziner und Polizeibezirksarzt der Leopoldstadt Franz Strauß (Scholler, 1957: 31; Gasche, 2014: 15). Dieser wohnte in der Großen Fuhrmanngasse Nr. 498 im 2. Wiener Gemeindebezirk (Allgemeines Adress-Buch, 1859: 787), einer Parallelstraße zur Weintraubengasse (seit 1862 trägt die Große Fuhrmanngasse den Namen Zirkusgasse)[3]. Partsch konnte Hörnes aber beruhigen: „*Ihres Schwiegervaters Haus litt keinen Schaden, wohl aber der Garten, da im Hofe Spritzen aufgestellt waren.*“ Gleichzeitig fügte er an: „*Gut daß die Familie nicht anwesend war; vorzüglich Hermine würde rasende Angst gehabt haben.*“ Hermine Strauß war in den Augen ihres Bruders sichtlich nicht mit den besten Nerven ausgestattet. Interessante Bemerkungen trifft Partsch im Übrigen zum Posttarif: Hörnes solle die an seine Frau bestimmten Briefe an ihn, Partsch, adressieren („*wenn sie keine Geheimniße enthalten*“), denn dann würde das Porto „*auch vom Kabinette bezahlt werden*“. Das Hofmineralien-Kabinett sollte also als Schleuse für Privatpost der Familie Hörnes dienen.

Zuletzt ließ Partsch noch Hörnes‘ Reisegefährten Franz von Hauer grüßen und ihm gleichzeitig eine beruhigende Nachricht zukommen: Dessen zwei jüngsten Brüder waren nämlich „*auf einer Fußreise begriffen*“ und „*daher bei den letzten Ereignißen nicht gefährdet*“. Dass der Reiseverkehr nach Wien rund um den 27. Mai intakt war, zeigt auch Partschs Nachricht von der Ankunft seines Bruders Eduard Partsch am Abend des 26. Mai, der die Hauptstadt der Habsburgermonarchie auf seiner Durchreise nach München aufsuchte. Eduard (?–1857) war beruflich als Zentralarchivar der k. k. Generaldirektion des Grundsteuer-Katasters tätig (Scholler, 1957: 31).

3 Wien Geschichte Wiki: Einträge „Große Fuhrmanngasse“, „Zirkusgasse“, Weintraubengasse“. – https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Gro%C3%9Fe_Fuhrmanngasse_(2), https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Zirkusgasse, https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Weintraubengasse (abgerufen am 26.12.2020).

Resümee und Ausblick

Der Brief von Paul Partsch an Moriz Hörnes gibt einen spannenden Einblick in die politische Situation in Wien Ende Mai 1848. Partsch erweist sich in seinen Zeilen als aufmerksamer Beobachter seiner Zeit, wenngleich er sich mit politischen Urteilen zurückhält. Zweifellos handelte es sich jedoch bei ihm um keinen vehementen Unterstützer der Revolution des Jahres 1848, ganz im Gegensatz zum Ehemann seiner Nichte Hermine, Eduard Suess, der sich als damals 16jähriger der Akademischen Legion anschloss und im Oktober 1848 vorsorglich das unruhige Wien verließ, um sein Studium in Prag fortzusetzen (Seidl, 2015: 218; Suess, 1916: 23ff.). Seine eigene Position bezeichnete Partsch an anderer Stelle als neutral: „*Ich hielt mich von allen Volksbewegungen fern, und trat auch nicht in die Nationalgarde ein.*“ (Scholler, 1957: 24). Wenn er jedoch im Journal des Naturalienkabinetts vom „*gesteigerten Terrorismus in der Stadt*“ (Scholler, 1957: 26) schreibt, der Wien am 31. Oktober 1848 erfasst hätte, kommt doch eine klare Distanzierung Partschs gegenüber der Revolution zum Ausdruck. Deutlicher wurde in diesem Zusammenhang Franz von Hauer in einem Brief aus Paris an seine Familie, der zufällig ebenfalls auf den 27. Mai 1848 datiert und in dem Hauer über seine eigene Wandlung berichtet: „*Da ich nun schon einmahl seit unserer Revolution aus einem Radicalen ein gemässigt Conservativer geworden bin […]*“ (Brief Nr. 5, Hamann & Petrascheck, 1985: 28f., siehe auch Klemun, 2020: 202).

Während der stürmischen Tage der Revolution stand Partsch jedenfalls in ständiger Sorge um die Unversehrtheit der Sammlungen. Dass diese nicht unbegründet war, zeigen die dramatischen Verluste, die das Naturalienkabinett durch den Brand der Hofburg am 31. Oktober und 1. November 1848 erfuhr und über dessen Verlauf eine eindringliche Schilderung von Partsch im Journal des Naturalienkabinetts existiert (Scholler, 1957: 26ff.). Trotz Evakuierungen, die Partsch bereits seit dem 26. Oktober vorgenommen hatte (Scholler, 1957: 25), sind an diesen beiden Tagen Sammlungs- und Quellenschätze unwiederbringlich untergegangen, wie die von Riedl-Dorn (1998: 121ff) publizierten zeitgenössischen Berichte aus den Sammlungen eindrucksvoll zeigen (kritisch zu einzelnen Angaben in der Literatur dabei insbesondere 126f.).

Der Historiografie zum Jahr 1848 vermögen die von Partsch an Hörnes gerichteten Zeilen jedenfalls ein Mosaik hinzuzufügen; im gleichen Maße wird die Geschichte der geologischen Forschung in Österreich, deren Institutionen und vor allem persönlichen Netzwerken um ein weiteres Detail bereichert.

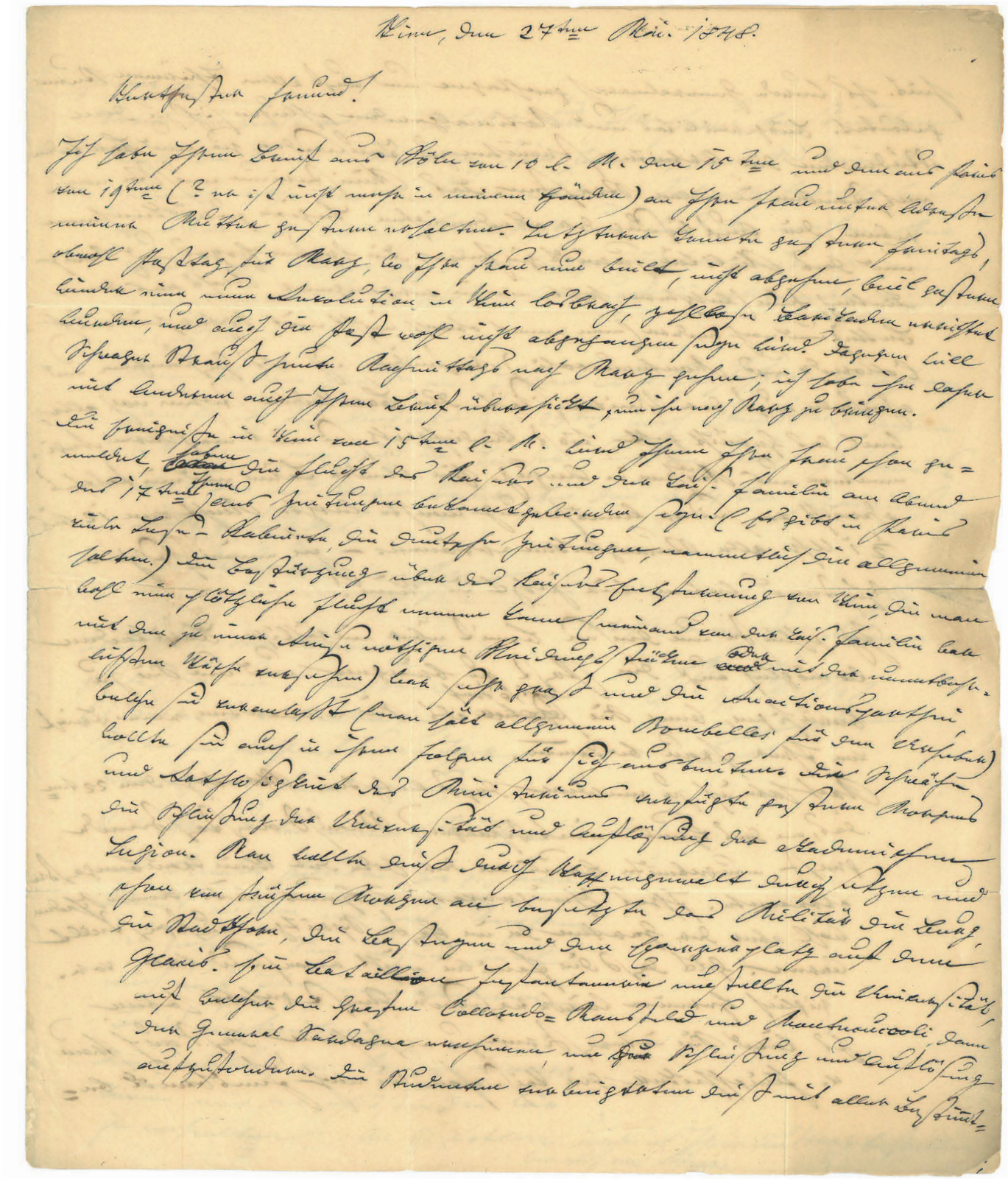


Abb. 4, Teil 1.
Brief von Paul Partsch vom 27. Mai 1848 an Moriz Hörnes in Paris, Seite 1 (Sammlung Schedl, Wien).

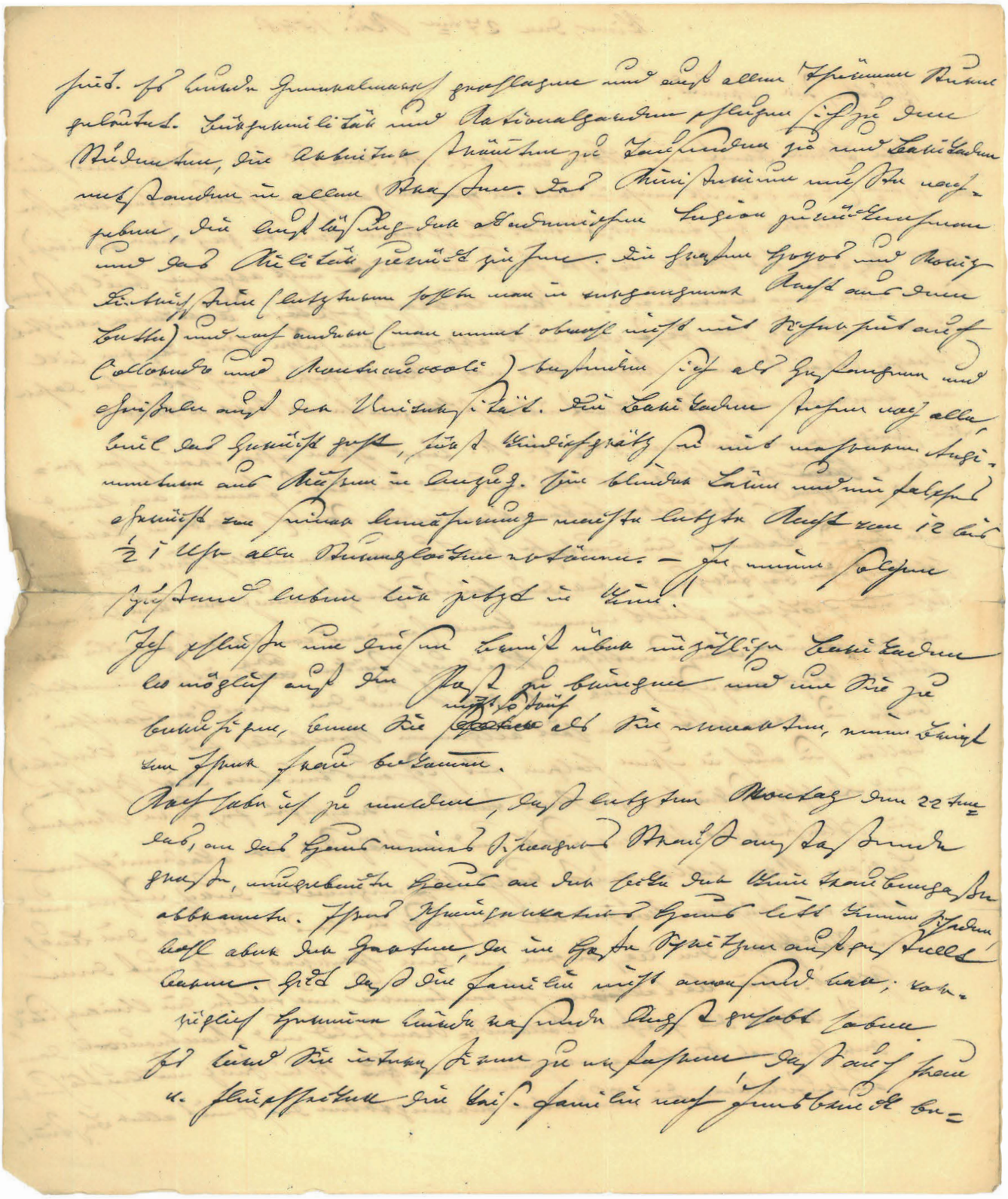


Abb. 4, Teil 2.
Brief von Paul Partsch vom 27. Mai 1848 an Moriz Hörnes in Paris, Seite 2 (Sammlung Schedl, Wien).

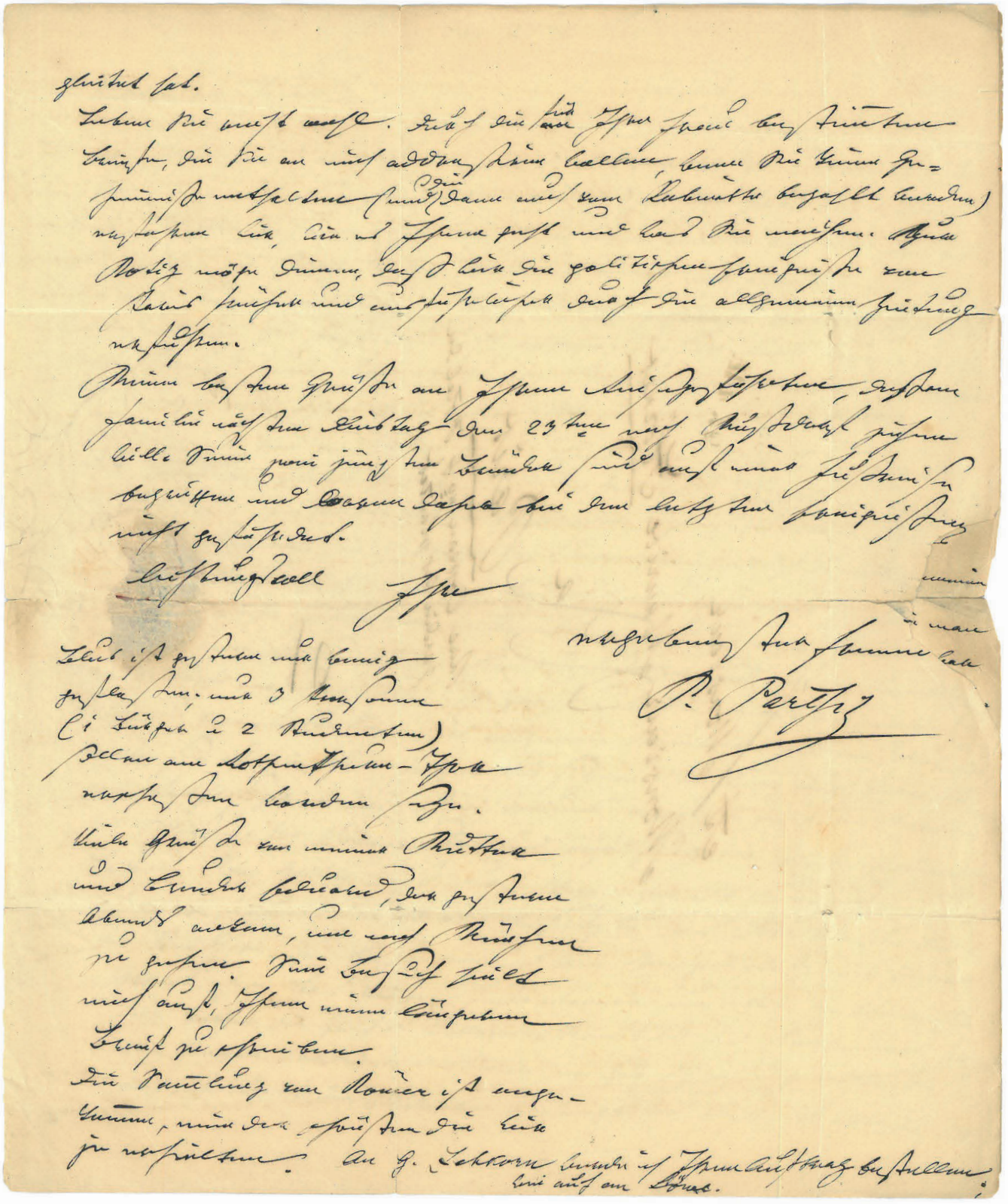


Abb. 4, Teil 3.
Brief von Paul Partsch vom 27. Mai 1848 an Moriz Hörnes in Paris, Seite 3 (Sammlung Schedl, Wien).

Anhang

Transkription des Briefes von Paul Partsch an Moriz Hörnes vom 27. Mai 1848 (Abb. 4)

[1]

Wien, den 27ten Mai. 1848.

Werthester Freund!

Ich habe Ihren Brief aus Köln von 10 l. M. den 15ten und den aus Paris von 19tem (? er ist nicht mehr in meinen Händen) an Ihre Frau unter Adreße meiner Mutter gestern erhalten. Letzterer konnte gestern Freitags, obwohl Posttag für Marz, wo Ihre Frau nun weilt, nicht abgehen, weil gestern wieder eine neue Revolution in Wien losbrach, zahllose Barikaden errichtet wurden, und auch die Post wohl nicht abgegangen seyn wird. Dagegen will Schwager Strauß heute Nachmittags nach Marz gehen; ich habe ihm daher mit Anderem auch Ihren Brief überschickt, um ihn nach Marz zu bringen.

Die Ereignße in Wien von 15tem l. M. wird Ihnen Ihre Frau schon gemeldet haben[4], die Flucht des Kaisers und der kais. Familie am Abend des 17ten Ihnen[5] aus Zeitungen bekannt geworden seyn. (Es gibt in Paris viele Lese-Kabinete, die deutsche Zeitungen, namentlich die allgemeine halten.) Die Bestürzung über des Kaisers Entfernung von Wien, die man wohl eine plötzliche Flucht nennen kann (niemand von der kais. Familie war mit den zu einer Reise nöthigen Kleidungsstücken oder[6] mit der unentbehrlichsten Wäsche versehen), war sehr groß und die Reactionsparthei, welche sie veranlaßt (man hält allgemein Bombelles für den Urheber), wollte sie auch in ihren Folgen für sich ausbeuten. Die Schwäche und Tathlosigkeit des Ministeriums verfügte gestern Morgens die Schließung der Universität und Auflösung der akademischen Legion. Man wollte dieß durch Waffengewalt durchsetzen und schon von frühem Morgen an besetzte das Militär die Burg, die Stadtthore, die Basteyen und den Exerzierplatz auf dem Glacis. Ein Bataillion Infantanerie[7] umstellte die Universität, auf welcher die Grafen Colloredo-Mansfeld und Montecuccoli, dann der General Sardagna erschienen, um zur[8] Schließung und Auflösung aufzufordern. Die Studenten verweigerten dieß mit aller Bestimmt[2]heit. Es wurde Generalmarsch geschlagen und auf allen Thürmen Sturm geleutet. Bürgermilitär und Nationalgarden schlugen sich zu den Studenten, die Arbeiter strömmten zu Tausenden zu und Barikaden entstanden in allen Straßen. Das Ministerium mußte nachgeben, die Auflösung der akademischen Legion zurücknehmen und das Militär zurück ziehen. Die Grafen Hoyos und Moriz Dietrichstein (letzteren hohlte man in vergangener Nacht aus dem Bette) und noch andere (man nennt obwohl nicht mit Sicherheit auch Colloredo und Montecuccoli) befinden sich als Gefangene und Geißeln auf der Universität. Die Barikaden stehen noch alle, weil das Gerücht geht, Fürst Windischgrätz sei mit mehreren Regimentern aus Mähren in Anzug. Ein blinder Lärm und ein falsches Gerücht von seiner Annäherung machte letzte Nacht von 12 bis ½ 1 Uhr alle Sturmglocken ertönen. – In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!

Ich schließe um diesen Brief über unzählige Barikaden wo möglich auf die Post zu bringen und um Sie zu beruhigen, wenn Sie nicht so früh[9] als Sie erwarten, einen Brief von Ihrer Frau bekommen.

Noch habe ich zu melden, daß letzten Montag den 22ten das, an das Haus meines Schwagers Strauß anstoßende große, neugebaute Haus an der Ecke der Weintraubengaße abbrannte. Ihres Schwiegervaters Haus litt keinen Schaden, wohl aber der Garten, da im Hofe Spritzen aufgestellt waren. Gut daß die Familie nicht anwesend war; vorzüglich Hermine würde rasende Angst gehabt haben.

Es wird Sie interesßiren zu erfahren, daß auch Frau v. Fleischhacker die kais. Familie nach Innsbruck be[3]gleitet hat.

Leben Sie recht wohl. Durch die für[10] Ihre Frau bestimmten Briefe, die Sie an mich addreßiren wollen, wenn sie keine Geheimniße enthalten (und die[11] dann auch vom Kabinette bezahlt werden) erfahren wir, wie es Ihnen geht und was Sie machen. Zur Notiz möge dienen, daß wir die politischen Ereignße von Paris früher und ausführlicher durch die allgemeine Zeitung erfuhren.

4 *Korr. aus: unleserlich.*
5 *Ergänzt.*
6 *Korr. aus: unleserlich.*
7 *Alternative Lesung:* Infantannrie.
8 *Korr. aus: unleserlich.*
9 „nicht so früh“ *korr. aus: unleserlich.*
10 *Korr. aus:* an.
11 *Ergänzt.*

Meine besten Grüße an Ihren Reisegefährten, deßen Familie nächsten Dienstag den 23ten nach Nußdorf ziehen will. Seine zwei jüngsten Brüder sind auf einer Fußreise begriffen und waren daher bei den letzten Ereignißen nicht gefährdet.

Achtungsvoll Ihr

ergebenster Freund[12]
P. Partsch

Blut ist gestern nur wenig gefloßen; nur 3 Personen (1 Bürger u[nd] 2 Studenten) sollen am Rothenthurm-Thor erschoßen worden seyn.

Liebe Grüße von meiner Mutter und Bruder Eduard, der gestern Abends ankam, um nach München zu gehen. Sein Besuch hielt mich auf, Ihnen einen längeren Brief zu schreiben.

Die Sammlung von Römer ist angekommen, eine der größten die wir je erhielten. An G. [...]korn[13] werde ich Ihren Auftrag bestellen wie auch an Löwe.

12 *Im Original eingerissen.*
13 *Unsichere Lesung.*

Dank

Unser Dank gilt Albert Schedl, der den Brief von Paul Partsch aus seinem Privatbesitz zur Veröffentlichung freigegeben hat. Des Weiteren bedanken wir uns bei Thomas Kristen, der in bewährter Weise die Ersttranskription des Briefes vorgenommen hat, sowie bei Michael Hochedlinger vom Kriegsarchiv des Österreichischen Staatsarchivs für wertvolle Hilfestellungen bei paläografischen Problemen im Schreiben von Partsch.

Literatur

Allgemeines Adress-Buch (1859) nebst Geschäfts-Handbuch für die k. k. Haupt- und Residenzstadt Wien und dessen Umgebung. Aus amtlichen Quellen verfaßt. – Erster Jahrgang, Wien (Friedrich Förster).

Allmayer-Beck, J.C. (1957): Colloredo-Mansfeld, Ferdinand Graf. – Neue Deutsche Biographie, Band **3**, 326, Berlin (Duncker & Humblot).

Andics, E. (1970): Ansichten und Tätigkeit des gestürzten Metternich. – Acta Historica Academiae Scientiarum Hungaricae, **16**/1/2, 53–104, Akadémiai Kiadó, Budapest.

Aretin, K.O. v. (1957): Dietrichstein, Moritz Graf von. – Neue Deutsche Biographie, **3**, 702, Berlin (Duncker & Humblot).

Bachl-Hofmann, C. (Red.), Cernajsek, T. (Red.), Hofmann, T. (Red.) & Schedl, A. (Red.) (1999): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999). – 538 S., Wien (Böhlau).

Boden, C. (2012): Wilhelm von Haidinger und Ferdinand von Thinnfeld: Schnittpunkte (Verwandtschaft und analoge Karriereverläufe) – Geologie zwischen politischem Liberalismus und wissenschaftlichem Fortschritt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **95**, 11–24, Wien.

Bruckmüller, E. (2019): Österreichische Geschichte. Von der Urgeschichte bis zur Gegenwart. – 692 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Cornaro, A. (1975): Montecuccoli-Laderchi, Albert Gf. von. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **6**, 360, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

Czeike, F. (1997): Windisch-Graetz, Alfred Fst. zu. – Historisches Lexikon Wien, **5**, 660–661, Wien (Kremayr & Scheriau).

Felgel, A.V. (1881): Hoyos-Sprinzenstein, Johann Ernst Graf. – Allgemeine Deutsche Biographie, **13**, 225–226, Leipzig (Duncker & Humblot).

Fitzinger, L. (1856): + Paul Partsch. – „Wiener Zeitung“, 1856.**236**, 3011–3013, Wien.

Fitzinger, L. (1881): Geschichte des k. k. Hof-Naturalien-Cabinettes in Wien: V. Abtheilung. – Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, I. Abtheilung, **82**, 279–339, Wien.

Flügel, H.W. (1978): Partsch, Paul Maria. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **7**, 328–329, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

Gasche, W.R. (2014): Eduard Suess und seine Familie. – Eduard Suess (1831–1914). Wiener Großbürger – Wissenschaftler – Politiker. Zum 100. Todestag. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **106**, 13–20, Wien.

Gümbel, W. v. (1885): Morlot, Adolph von. – Allgemeine Deutsche Biographie, **22**, 325–327, Leipzig (Duncker & Humblot).

Haidinger, W. (1845): Geognostische Uibersichtskarte [!] der Oesterreichischen Monarchie aus den in der Bibliothek der k:k:Hofkammer im Münz und Bergwesen vorhandenen und den von den k:k:Montanistischen Aemtern eingesendeten Daten nebst den Arbeiten und Mitteilungen von F.S. Beudant, A. Boué [u.a.] in dem k:k: Montanistischen Museo zusammengestellt unter der Leitung des k:k:Bergrathes Wilhelm von Haidinger 1:864.000. – 9 Blätter, Montanistisches Museum, Wien.

Haidinger, W. (1847): Geognostische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 29–35, Wien (Braumüller & Seidel).

Haidinger, W. (1848): Briefe der Herren v. Hauer und Dr. M. Hörnes. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 433–436, Wien (Braumüller).

Haidinger, W. (1849): Gesellschaft der Freunde der Naturwissenschaften. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **5**, 17–19, Wien (Braumüller).

Haidinger, W. (1868): Zur Erinnerung an Ferdinand Freiherrn v. Thinnfeld. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **18**, 321–336, Wien (Braumüller).

Haidinger, W. (1869): Das kaiserlich-königliche Montanistische Museum und die Freunde der Naturwissenschaften in Wien in den Jahren 1840 bis 1850. Erinnerungen an die Vorarbeiten zur Gründung der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichs-Anstalt. – XIV + 135 S., Wien (Braumüller).

Haidinger, W. & Partsch, P. (1848): Instruction für die mit einer wissenschaftlichen Reise betrauten Herren Ritter v. Hauer und Dr. Moritz Hörnes. – Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **1**, 3–4, Wien.

Hamann, G. (1976): Das Naturhistorische Museum in Wien. Die Geschichte der Wiener naturhistorischen Sammlungen bis zum Ende der Monarchie. – Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum, Neue Folge, **13**, 98 S., Wien.

Hamann, G. (Hrsg.) & Petrascheck, W. (Hrsg.) (1985): Franz von Hauer: Reiseberichte über eine mit Moriz Hoernes im Sommer 1848 unternommene Reise nach Deutschland, Frankreich, England und der Schweiz mit einer Subvention der Akademie der Wissenschaften zwecks Studien über geologische Landesaufnahmen. – Veröffentlichungen der Kommission für Geschichte der Mathematik, Naturwissenschaften und Medizin, **43**, 87 S., Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

Hauer, F. (1867–1871): Geologische Übersichts-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1:576.000. – 12 Blätter, Geologische Reichsanstalt, Wien.

Hauer, F. (1871): Zur Erinnerung an Wilhelm Haidinger: mitgetheilt in der Sitzung der k. k. geol. Reichsanstalt am 28. März 1871. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **21**, 31–40, Wien (Braumüller).

Häusler, W. (2017): Ideen können nicht erschossen werden – Revolution und Demokratie in Österreich 1789–1848–1918. – 256 S., Wien (Molden).

HINGENAU, O. (1868): Dr. Moriz Hörnes. Ein Nekrolog. – Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, **16**, 367, Wien (Manz).

HÖRNES, M. (1870): Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien: II. Band: Bivalven. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **4**, 479 S., Wien (Braumüller).

HÖRNES, M. & KÖCHEL, L. (1866): Das Mohs-Grabdenkmal: Bericht über die Ausführung desselben an die Theilnehmer der Subscription. – 22 S., Wien (Holzhausen).

HÖRNES, M. & PARTSCH, P. (1856): Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien: I. Band: Univalven. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **3**, 736 S., Wien (Braumüller).

HUBMANN, B. & WAGMEIER, C. (2017): Rudolf Hoernes (1850–1912), vielseitiger Erdwissenschaftler und „Kämpfer für die Freiheit der Wissenschaft" im Spiegel seiner Zeit. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **122**, 165 S., Wien.

KERNBAUER, A. & FRIEDRICH, M. (1999): Schrötter von Kristelli, Anton. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **11**, 246–247, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

K. K. GEOLOGISCHE REICHSANSTALT (Hrsg.) (1873): Catalog ihrer Ausstellungs-Gegenstände bei der Wiener Weltausstellung 1873. – 200 S., Wien.

KLEMUN, M. (2008): Questions of periodization and Adolphe von Morlot's contribution to the term and the concept 'Quaternär' (1854). – Geological Society Special Publication, **301**, 19–31, London.

KLEMUN, M. (2020): Wissenschaft als Kommunikation in der Metropole Wien: Die Tagebücher Franz von Hauers der Jahre 1860–1868. – 460 S., Wien (Böhlau).

KNAUS, H. & SINKOVICZ, W. (1998): Wien 1848 – Reportage einer Revolution. – 397 S., Wien (Holzhausen).

KOPETZ, H. (2006): Die Österreichische Akademie der Wissenschaften: Aufgaben, Rechtsstellung, Organisation. – Studien zur Politik und Verwaltung, **88**, 5. Aufl., 457 S., Wien (Böhlau).

N.N. (1959): Einträge zu Hoernes, Moriz (Vater); Hoernes, Moriz (Sohn); Hoernes, Rudolf. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **2**, 368–370, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.

PARTSCH, P. & HAIDINGER, W. (1847): Bericht über die Unternehmung einer geologischen Karte der Oesterreichischen Monarchie. – 12 S., Wien.

RIEDL-DORN, C. (1998): Das Haus der Wunder. Zur Geschichte des Naturhistorischen Museums in Wien. – 308 S., Wien (Holzhausen).

SCHOLLER, H. (1957): Paul Partsch zum Gedächtnis. Zur 100. Wiederkehr seines Todestages. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **61**, 8–32, Wien.

SCHRÖTTER, A. (1858): Paul Maria Partsch + [fingierter Titel]. – Almanach der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **8**, 107–141, Wien (Braumüller).

SCHRÖTTER, A. (1869): Moriz Hörnes + [fingierter Titel]. – Almanach der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **19**, 321–326, Wien (Gerold).

SCHRÖTTER, A. (1871): Wilhelm Haidinger + [fingierter Titel]. – Almanach der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **21**, 159–204, Wien (Gerold).

SEIDL, J. (2015): Eduard (Carl Adolph) Suess. Geologe, Techniker, Kommunal-, Regional- und Staatspolitiker, Akademiepräsident. – In: ASH, M. & EHMER, J. (Hrsg.): Universität – Politik – Gesellschaft, 217–224, Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).

SEWANN, G. (1981): Windisch-Graetz, Alfred Fürst zu. – Biographisches Lexikon zur Geschichte Südosteuropas, **4**, 467–469, München (De Gruyter).

STEININGER, F., ANGETTER, D. & SEIDL, J. (2018): Zur Entwicklung der Paläontologie in Wien bis 1945. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 160 S., Wien.

STEININGER, F., SEIDL, J., ANGETTER, D., MARINELLI, M. (Mitarb.) & HOFMANN, T. (Mitarb.) (2019): Aus der Frühzeit des paläontologischen Unterrichts in Wien: Franz Ritter von Hauers Vorlesungen am Montanistischen Museum (1845 bis 1848). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 258 S., Wien.

SUESS, E. (1916): Erinnerungen. – IX + 451 S., Leipzig (Hirzel).

TIETZE, E. (1900): Franz v. Hauer: sein Lebensgang und seine wissenschaftliche Thätigkeit; ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **49**, 679–827, Wien.

WIENER SONNTAGSBLÄTTER (1848): Der sechs und zwanzigste Mai. – Ausgabe vom 28. Mai 1848, 373–386, Wien.

WURZBACH, C. v. (1882): Thinnfeld, Ferdinand Joseph Johann Freiherr von. – Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich, **44**, 234–238, kaiserlich-königliche Hof- und Staatsdruckerei, Wien.

ZORN, I. (2020): Verloren und gefunden – Die Fossilien aus dem ehemaligen „Montanistischen Museum" (1835–1849) in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 251–317, Wien.

Eingelangt: 2. Dezember 2019, angenommen: 30. Juni 2020

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 359–408 | Wien, Dezember 2020

„Das Braun der Erde“. Die Träger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt und der Nationalsozialismus

Gunnar Mertz*

31 Abbildungen, 2 Tabellen

Zeitgeschichte
Geologische Bundesanstalt
Nationalsozialismus
Geschichtspolitik
Haidinger-Medaille

Inhalt

Zusammenfassung . . . 359
Abstract . . . 360
Das „Ehrregime“ der Haidinger-Medaille . . . 360
Problem- und Fragestellungen . . . 360
Die Medaille von 1856 . . . 361
Die Neuprägung nach dem Zweiten Weltkrieg . . . 362
Das „Ehrregime“ der GBA 1951–1985 . . . 363
Junktimierung der Ehre: Die Haidinger-Medaille und das Denkmal für Eduard Suess . . . 365
Medaille und Preisträger als Konfliktfelder . . . 366
Untersuchungssample und Methodik . . . 367
Clar, Eberhard Dietrich . . . 368
Friedrich, Othmar Michael . . . 371
Horninger, Georg . . . 376
Janoschek, Robert . . . 378
Kieslinger, Alois . . . 379
Müller, Leopold . . . 385
Petrascheck, Wilhelm Josef . . . 387
Schadler, Josef . . . 389
Stiny, Josef . . . 393
Stowasser, Hermann . . . 397
Thurner, Andreas . . . 398
Zusammenfassung . . . 400
Dank . . . 402
Quellenverzeichnis . . . 402
Archivbestände . . . 402
Zeitungen . . . 402
Gedruckte Quellen und Websites . . . 402
Anhang . . . 408

Zusammenfassung

Diese Studie untersucht die Geschichtspolitik der Geologischen Bundesanstalt. Die Haidinger-Medaille ist die höchste Auszeichnung der Anstalt. Sie wurde 1856 erstmals geprägt und nach der Wiedereinführung 1951 an 18 Geologen vergeben. Das Untersuchungssample der Studie sind die relevanten Geburtsjahrgänge der späteren Preisträger für die Zeit des Nationalsozialismus. Elf Personen wurden biografisch in Hinblick auf ihre nationalsozialistische Betätigung und fachliche Tätigkeit während der NS-Zeit untersucht: Der Anteil an Nationalsozialisten unter den späteren Preisträgern war hoch. Acht dieser Personen wurden Mitglieder der Nationalsozialistischen Deutschen Arbeiterpartei (NSDAP). Sieben Personen wurden als sogenannte illegale Nationalsozialisten anerkannt, weil sie schon vor dem „Anschluss“ Österreichs an das Deutsche Reich 1938 einen Beitrag für die Ziele des nationalsozialistischen Deutschlands geleistet hatten. Ein späterer Preisträger wurde aus der

* Gunnar Mertz: Institut für Zeitgeschichte der Universität Wien, Spitalgasse 2–4 (Campus AAKH), Hof 1.13, 1090 Wien. gunnar.mertz@univie.ac.at

NSDAP wieder ausgeschlossen. Das Spektrum der Betätigung für die Ziele der NS-Diktatur war breit gestreut. So waren etwa drei Preisträger in der Errichtung und Weiterführung des Konzentrationslagers Mauthausen oder seiner Außenlager involviert. Zumindest ein Preisträger blieb auch nach dem Zusammenbruch des Nationalsozialismus seinen ideologischen Überzeugungen treu und rechtsextreme Positionen flossen in seine fachliche Arbeit ein.

"The Brown of the Earth". The Recipients of the Haidinger Medals of the Geological Survey of Austria and the National Socialist Era

Abstract

This study analyses the politics of history of the Geological Survey of Austria. The Haidinger medal is the highest award granted by the Survey. First minted in 1856, 18 geologists have received it since the medals reintroduction in 1951. This study sample looks at those recipients born in relevant years so as to have been active during the National Socialist period. The biographies of eleven recipients were examined specifically concerning their political and professional activities as they related to National Socialism. The percentage of National Socialists party members among post war recipients was high. Eight of these recipients became members of the National Socialist German Workers' Party either before or after Germany's annexation of Austria. Seven were recognized as so-called illegal National Socialists because they contributed to the goals of National Socialism even before its rise to power in Austria. One was later expelled from the Party. Individually, the later recipients engaged in a wide variety of activities in support of the Nazi regime, such as the construction or maintenance of the Mauthausen concentration camp and its subcamps. At least one of the recipients remained faithful to Nazi ideology after the collapse of the regime and incorporated far-right positions into his scientific work.

Das „Ehrregime" der Haidinger-Medaille

Problem- und Fragestellungen

„Ich weiß nicht, war es das Braun der Erde, das die Geologen mehr oder weniger alle nahe dem unsolideren der NSDAP gebracht hatte, oder was sonst, Hauptsache wird wohl sein, dass die Geologie nie zu jenen einfluss- und ertragreichen, dabei vergleichsweise bequemen Berufen zählte, die der Tummelplatz von Juden, Couleurbrüdern, politischen und sonstigen Fanatikern waren, und dass im Zeichen des Hammers (ohne Sichel) solche Opportunistennaturen daher immer schon sehr rar waren, sofern es überhaupt welche gab. Kurz: weit und breit war in Österreich kein Geologe in Sicht, hinter den sich jene Protektoren hätten stellen können, fast alle waren sie mehr oder weniger ‚belastet', die ganz wenigen Ausnahmen schon geborgen."

RAIMUND KLEBELSBERG (1953: 259)

Der „*freiheitlich großdeutsche*" Professor der Geologie, Raimund Klebelsberg (1886–1967), galt in der Verbotszeit der NSDAP ab 1933 als Kollaborateur des Netzwerkes nationalsozialistischer Dozenten der Universität Innsbruck (GOLLER, 2017: 371). Nach dem „Anschluss" trat er der NSDAP bei und war von 1942 bis 1945 Rektor der Universität Innsbruck. In dieser Funktion verfügte er am Tag der Hinrichtung des Widerstandskämpfers Christoph Probst (1919–1943), dem 22. Februar 1943, dessen Ausschluss von der Hochschule. 1946 wurde Klebelsberg von seinen Ämtern enthoben. Dem führenden Innsbrucker Universitätsfunktionär der letzten Jahre der NS-Zeit gelang es „*mithilfe alter Seilschaften, in deren Rahmen man sich gegenseitig politische Unbedenklichkeit zusicherte, rasch in seine Professur zurückzukehren*" (ebd. 392–393), Klebelsberg blieb auch nach 1945 ein Antisemit. In dem eingangs angeführten Zitat aus dem Jahr 1953 beschrieb Klebelsberg die Lage der institutionalisierten Geologie in Österreich nach dem Zusammenbruch der NS-Diktatur. Er stellte die Frage, warum viele Geologen „*braun*" und Mitglieder der NSDAP geworden seien. Dabei brachte er seine Abneigung gegenüber Mitgliedern von Studentenverbindungen und Menschen jüdischer Herkunft zum Ausdruck.

Der österreichische Nachkriegsantisemitismus wurde in den 1980er Jahren von einem interdisziplinären Team um die Linguistin Ruth Wodak untersucht (WODAK et al., 1990). Das Forschungsteam sah Judenfeindlichkeit nach 1945 in einem Rechtfertigungsdiskurs eingebettet. Im Nachkriegsösterreich, so die These, habe man nicht mehr öffentlich antisemitisch sein können; im Gegenteil, man habe stets beteuern müssen, es niemals gewesen und von diesem Vorurteil frei zu sein. In bestimmten Kontexten werde aber ein Sündenbock gesucht oder gebraucht und dann müsse „*der Jud*" herhalten (ebd. 26–27). In diesem Rahmen des Sagbaren brachte Klebelsberg bei seiner Rechtfertigung und Suche nach einem Sündenbock seine Judenfeindschaft überraschend deutlich zum Ausdruck. Während er sich mit „*Couleurbrüdern*" auf freiwillige Mitglieder von Verbindungen bezieht, erhält sein Zitat mit dem Bezug auf „*Juden*" eine rassistische Dimension. Mit einer Opfer-Täter-Umkehr schob Klebelsberg Menschen jüdischer Herkunft die Verantwortung dafür zu, dass in der Geologie „*mehr oder weniger alle*" Nazis geworden wären. Sie seien zu opportunistisch für die Geologie. Da sie nach Klebelsberg nur in einflussreichen und bequemen Berufen tätig gewesen seien, bedient er das antisemitische Vorurteil von den einflussreichen, geschäftstüchtigen, reichen, geldgierigen und intelligenten Jüdinnen und Juden (ebd. 26–27).

Mit der hypothetischen Frage, ob die Farbe der Erde für die offenbar hohe Zahl von NS-Angehörigen in der Geologie verantwortlich sei, zieht Klebelsberg zynisch seine eigene Rolle in der NS-Zeit ins Lächerliche. Denn zweifelsohne war das „*Braun der Erde*" nicht dafür verantwortlich, dass Klebelsberg im März 1938 seine Freude über den „Anschluss" ausdrückte: „*Jubel ohne Ende, Sieg Heil!*" (GEHLER, 1988: 103). Das „*Braun der Erde*" spielte auch keine Rolle, als Klebelsberg im Mai 1938 in Innsbruck seine Unterschrift auf einen Personal-Fragebogen zur Ausstellung einer vorläufigen NSDAP-Mitgliedskarte setzte (Personal-Fragebogen, 17.05.1938, Bundesarchiv Berlin, in Folge: BArch, R 9361-II/523175). Zudem negierte Klebelsberg das Wirken von Jüdinnen und Juden in der Geologie sowie ihre Ausgrenzung und Verfolgung in der NS-Zeit. So hatte der Begründer der modernen Geologie, Eduard Suess (1831–1914), einen jüdischen Hintergrund. Suess' Werk „Das Antlitz der Erde" wird heute als eines der bedeutendsten Bücher in der Geschichte dieser Wissenschafts-

disziplin gehandelt (Şengör, 2015) und sein Wirken als Revolution der methodischen Sichtweise in den Geowissenschaften erachtet (Gasche, 2014). Die herausragenden Leistungen in den Geowissenschaften der festen Erde von Menschen jüdischen Glaubens oder jüdischer Herkunft haben Hoppe & Hoppe (2018) für den deutschsprachigen Raum zuletzt hervorgehoben. Rohstoffe waren ein sehr wichtiges Thema für die Machthaber, ebenso wie Wehrgeologie bzw. Militärgeologie. Damit waren die Rahmenbedingungen für jene günstig, die das politische System unterstützten oder sich anpassten. Insbesondere während der Zeit des Nationalsozialismus wurden viele Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler wegen eines Bezugs zum Judentum verfolgt und der deutsche Sprachraum hat zahlreiche begabte Kolleginnen und Kollegen verloren. Andere Länder hätten glücklicherweise Überlebende gewinnen können (Hoppe & Hoppe, 2018: 92).

Klebelsbergs zynische Lagebeschreibung der institutionalisierten Geologie in den 1950er Jahren bietet für die Problemstellung der vorliegenden Studie eine Innenansicht eines Angehörigen der geowissenschaftlichen Community. Nach Klebelsbergs Beschreibung sollen „*mehr oder weniger alle*“ Mitglied einer Partei geworden sein, in die, nach dem Leiter des NSDAP-Mitgliedschaftamtes, Anton Lingg (1939: 163), aber nicht mehr als 10 Prozent der Bevölkerung aufgenommen werden sollte. Nach 1945 waren die geologischen Organisationen mit dem Problem zahlreicher NS-Belastungen ihres Personals konfrontiert. Klebelsbergs Beschreibung bietet zudem eine Außenansicht auf die hier thematisierten Preisträger der Haidinger-Medaille. Die Medaille ist die höchste Auszeichnung der Geologischen Bundesanstalt. Sie ist nach dem Wegbereiter der Geowissenschaften in Österreich, Wilhelm Ritter von Haidinger (1795–1871), benannt, der ab 1849 der erste Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt war (Cernajsek, 1996; Bachl-Hofmann, 1999; Leutner, 1999; Kadletz & Heindl, 2000). Klebelsberg gehört nicht zu dem Kreis der mit dieser Medaille ausgezeichneten Personen, wurde jedoch selbst auch nach 1945 vielfach geehrt. Das einleitende Zitat schneidet das Problemfeld der vorliegenden Studie an. In Österreich konnten Personen geehrt werden, die in der NS-Diktatur wichtige Funktionen innehatten. Sie konnten selbst dann geehrt werden, wenn sie noch nach 1945 antisemitisch agitierten. Bei dieser Problemstellung ergeben sich für die vorliegende Studie folgende zentrale Fragen:

- Inwieweit waren Preisträger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt (GBA) durch Mitgliedschaften in NS-Organisationen oder anderweitiges Engagement aktiv an der Errichtung oder Aufrechterhaltung des NS-Regimes involviert?
- Erfolgte das Engagement nach dem „Anschluss“ 1938 oder bereits in der „illegalen“ Phase der NSDAP in Österreich ab 1933?
- Mit welchen fachlichen oder anderweitigen Praktiken oder Aktivitäten haben die einzelnen Preisträger regimekonform gehandelt oder das NS-Regime gestützt?
- In welcher Quantität war NS-Engagement unter den späteren Preisträgern verbreitet?
- Was waren die Strategien der Rechtfertigung im Zuge der Entnazifizierung nach der Befreiung vom Nationalsozialismus?
- Haben sie sich in der Nachkriegszeit zu ihrer NS-Vergangenheit bekannt, diese heruntergespielt oder sogar verschwiegen?
- Welche weiteren demokratie- und menschenfeindlichen Einstellungen und Handlungen, auch nach dem Ende der NS-Diktatur, sind über die Preisträger bekannt?
- Wurden Preisträger der Haidinger-Medaille vom NS-Regime unterdrückt oder verfolgt?

Die vorliegende Studie schließt mit der Untersuchung der Preisträger wissenschaftlicher Ehrungen an einen Forschungsbereich an, der mit zunehmendem historischen Bewusstsein auch in Österreich an Aktualität gewinnt (zuletzt: Pinwinkler & Koll, 2019). Als der Mineraloge und Wissenschaftshistoriker Martin Guntau (2002) einige Aspekte der Geologie in der Zeit des Nationalsozialismus in Deutschland mit Berücksichtigung politischer Aspekte untersuchte, wirkte die Begründung seiner Forschung noch wie eine Rechtfertigung und wie eine Aufforderung, endlich auch die Wissenschaftsgeschichte der Geologie in der NS-Zeit zu untersuchen:

„*Die Ereignisse der Verfolgung von Geowissenschaftlern, die Versuche des Einbringens von rassistischen Gesichtspunkten in die Erkenntnis der Erde und vor allem auch die Indienststellung der Geologie in die aggressive Politik der nationalsozialistischen Machthaber mit ihren fürchterlichen Folgen für viele Völker rechtfertigen unseres Erachtens eine solche Sichtweise. Die in den Jahren von 1933 bis 1945 durch den deutschen Faschismus angerichteten Schäden in bis dahin nicht gekannten Dimensionen überdecken die in diesen 12 Jahren durch deutsche Geowissenschaftler zweifelsfrei erbrachten Leistungen zur Erkenntnis der Erde. Diese Zusammenhänge können nicht übersehen werden und rechtfertigen auch eine entsprechende Sicht in die Geschichte, wie sie auch von Historikern der Physik, Mathematik, Geographie und anderen Disziplinen seit Jahren praktiziert wird*“ (Guntau, 2002: 145).

Mittlerweile liegen zur Wissenschaftsgeschichte der Geologie der NS-Zeit einige Studien vor, wobei für Österreich die Arbeit von Peter Danner (2015) hervorsticht. Andreas und Dorothee Hoppe bemängelten 2018, dass „*eine gründliche Erforschung der Einbindung unserer Fachdisziplin(en) in die Interessen des Nationalsozialismus und ihre möglichen Folgen noch aussteht*“ (Hoppe & Hoppe, 2018: 92; vgl. auch Kölbl-Ebert, 2017: 63). Die vorliegende Studie liefert einen kleinen Baustein zur Wissenschaftsgeschichte der Geologie. Zunächst wird die Medaille im Kontext von „Ehrregimen“ diskutiert. In Folge wird auf die Bildung des Samples und die Methodik der Untersuchung eingegangen. Den Kern der Studie bildet die qualitative biografische Analyse zu den einzelnen Preisträgern. Die Ergebnisse werden abschließend zusammengefasst.

Die Medaille von 1856

Im Jahr 1856 beschlossen Freunde und Mitarbeiter Haidingers ihm als Zeichen der Verehrung und Dankbarkeit eine Medaille prägen zu lassen. An der Geologischen Reichsanstalt wurde ein Ausschuss, bestehend aus Franz Foetterle (1923–1876), Franz von Hauer (1822–1899), Moriz Hörnes (1815–1868) und Marcus Vinzenz Lipold (1816–1883) eingerichtet. Der Ausschuss versuchte im Geheimen

Abb. 1.
Haidinger-Medaille der Yale University, 2012 (Yale University Art Gallery, public domain).

Freunde und Verehrer innerhalb der Monarchie von ihrem Vorhaben zu überzeugen, „*ein öffentliches Zeichen ihrer hohen Achtung für die wissenschaftliche Stellung, die er einnimmt, und ihrer Dankbarkeit für die unvergänglichen Dienste, die er sich um das Erblühen der Naturwissenschaften in Oesterreich erworben hat darzubringen*“ (FOETTERLE et al., 1856: V; HOFMANN, 1999: 394). Der Entwurf des Prägestockes stammte vom Architekten der Wiener Staatsoper, Eduard van der Nüll (1912–1868), und die Gravierung führte der k. k. Münzgraveur Konrad Lange durch. Auf der Vorderseite befindet sich der Kopf Haidingers. Auf ihrer Rückseite befindet sich in einem Tierkreis die östliche Halbkugel der Erde mit dem von Friedrich Schiller entlehnten Motto Haidingers als Umschrift: „*NIE ERMÜDET STILLE STEHEN*“.

Die Medaille wurde Haidinger am 29. April 1856 feierlich übergeben, begleitet von einem Album mit den Unterschriften von 363 Personen, darunter drei Erzherzöge. Weitere, in unbekanntem Umfang geprägte Exemplare wurden nach der Verleihung an Haidinger noch an verschiedene Personen, Institute und Gesellschaften verschickt und übergeben (HOFMANN, 1999). Während der Expedition der k. k. Fregatte Novara stiftete Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) beispielsweise 1858 die Medaille dem Government Central Museum in der südindischen Stadt Chennai, dem damaligen Madras (HAIDINGER, 1858: 185). Ein weiteres Exemplar befindet sich heute etwa an der Yale University in den Vereinigten Staaten von Amerika (Abb. 1).

Die Neuprägung nach dem Zweiten Weltkrieg

GBA-Direktor Heinrich Küpper (1904–2000) griff im Zuge der Feierlichkeiten zum 100. Jubiläum der Anstalt die Idee der Vergabe von Haidinger-Medaillen wieder auf. Sofern feststellbar, war die Medaille seit Mitte des 19. Jahrhunderts nicht mehr geprägt worden. Die Prägestöcke waren als einziger Rest der Medaillensammlung der GBA durch die Kriegswirren erhalten geblieben (Abb. 2).

Abb. 2.
Prägestock der Medaille, 2012 (GBA).

Die Neuprägung erfolgte 1950. Die Vorbereitungen der verspäteten Feierlichkeiten zum 100. Jubiläum der Anstalt hatten sich zwei Jahre verzögert. Im Jubiläumsjahr 1949 war das Gebäude der GBA, das Palais Rasumovsky, durch mehrere Fliegerbombentreffer und Beschuss durch SS-Truppen in den letzten Kämpfen um Wien 1944/45 noch so schwer beschädigt, dass die Feierlichkeiten um ein Jahr verschoben werden mussten.

Das zerstörte Palais sollte im Sommer 1950 soweit teilweise wiederhergestellt sein, dass „*es sich bei dem zu erwartenden regen Besuch der internationalen Fachwelt aus aller Herren Länder wieder sehen lassen kann*“ (Presseaussendung, 16.11.1949, Zl. 1451/1949, Archiv der Geologischen Bundesanstalt, in Folge: AGBA, Amtsarchiv). Doch auch 1950 wurde die Feier nicht durchgeführt, obwohl die erforderliche Planung weit fortgeschritten und die Feier in der Presse bereits angekündigt war. Neben dem noch nicht abgeschlossenen Wiederaufbau war ein Grund für die weitere Verschiebung eine Terminkollision mit den Feierlichkeiten des Bayerischen Geologischen Landesamtes. 100 Jahre nachdem König Maximilian II (1811–1864) im Jahr 1850 in Bayern die „Geognostische Landesdurchforschung“ gründete, hatte das Landesamt ebenso eine Feier angesetzt (Zl. 1510/1949, AGBA, Amtsarchiv). Erst am 12. Juni 1951 konnte die GBA daher ihre „Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier“ begehen, die mit Fachvorträgen und Exkursionen eine Woche dauern sollte. Dabei vergab die Anstalt drei Medaillen an Wilhelm Petrascheck (1876–1967), Josef Schadler (1889–1978, Abb. 3) und Josef Stiny (1880–1958). Erste Hinweise auf eine geplante erneute Verleihung der Haidinger-Medaille finden sich ab Anfang 1950. Der betreffende Schriftverkehr der GBA mit dem Hauptmünzamt zur Prägung der Medaille ist allerdings nicht mehr erhalten (Zl. 83/1950, ebd.). Im Bestand fehlen zudem einige weitere protokollierte Akten über die Medaille der Jahre 1949 bis 1951. Daher sind das Motiv und der Ablauf der Entscheidungsfindung für die erneute Vergabe der Medaille nicht mehr im Detail rekonstruierbar. Wie schon bei der Verleihung der ursprünglichen Medaille an Haidinger selbst, dürfte es vorab gegenüber der Öffentlichkeit Geheimhaltung gegeben haben. Deutlich wird dies, als Direktor Küpper im April 1951, zwei Monate vor der Verleihung der ersten Medaillen, von einem Kollegen außerhalb der GBA auf den bevorstehenden 75. Geburtstag Wilhelm Petraschecks hingewiesen und aus diesem Anlass eine Ehrung als korrespondierendes Mitglied oder Ehrenmitglied der Geologischen Gesellschaft angeregt wurde (als „Geologische Gesellschaft in Wien“ gegründet, trägt sie seit 1976 den Namen „Österreichische Geologische Gesellschaft“, in Folge: „Geologische Gesellschaft“). Nur kryptisch lies Küpper wissen, dass für Petrascheck „*eine besondere Ehrung*“ anlässlich der 100-Jahr-Feier der Anstalt vorgesehen sei (Franz Kirnbauer an GBA, 13.04.1951 und Küpper an Kirnbauer, 16.04.1951, Zl. 715/1951, AGBA, Amtsarchiv).

In der veröffentlichten Begründung für die Neuvergabe der Haidinger-Medaille 1951 wurde ausgeführt, die GBA habe es „*immer als angenehme Pflicht gefunden, von Zeit zu Zeit um die Förderung der Geologie besonders verdiente Persönlichkeiten zu ihren Korrespondenten zu ernennen.*“ Dies wurde auch nach dem Zweiten Weltkrieg aufrechterhalten, doch sollte 1951 von den „*üblichen Gepflogenheiten*“ abgewichen werden und „*die Angewandte Geologie im wahren Sinne des Wortes zum Kern einer besonderen Ehrung*“ gemacht werden. Es solle daher „*fortan die Haidinger-Medaille als Anerkennungszeichen für sehr besondere Verdienste auf dem Gebiete der Angewandten Geologie durch die Geologen der Geologischen Bundesanstalt verliehen werden*“ (Geologische Bundesanstalt, 1952: 9–10).

Das „Ehrregime“ der GBA 1951–1985

Dietmar von Reeken & Malte Thiessen (2016) entwickelten ein Forschungskonzept, mit dem sich neue Einblicke in die gesellschaftliche Dimension von Ehrungen gewinnen lassen. Dieses geschichtswissenschaftliche Analysekonzept zur Erforschung von Ehrungen und Entehrungen nannten sie „Ehrregime“. Die Geschichte des Ehrens ist demzufolge immer auch eine „*Problemgeschichte der Gegenwart*“,

Abb. 3.
Haidinger-Medaille und Urkunde von Josef Schadler, 2013 (GBA).

an der sich Wurzeln aktueller Phänomene freilegen lassen. Nach VON REEKEN & THIESSEN (2016) sind Ehrungen Versuche kollektiver Norm- und Sinnsetzungen. Würdigungen „*großer Männer*“ oder „*großartiger Taten*“ zielen auf das öffentliche Herausstellen bestimmter Fähigkeiten und Leistungen, auf das Markieren von Werten und Taten, die als vorbildlich anerkannt werden sollen. Auf den ersten Blick zielen Ehrungen auf die Würdigung der Leistungen von Menschen für ein jeweils zu bestimmendes Kollektiv, die auf unterschiedlichen Ebenen liegen können. Es kann sich um einzelne, herausragende Taten handeln, Leistungen können aber auch besondere, meist langjährige berufliche Anstrengungen und Erfolge sein. Wichtig sei, dass die geehrte Leistung von herausragender Bedeutung für das ehrende Kollektiv ist und als Vorbild für das Publikum gelten soll. Damit stehe nicht so sehr die Handlung an sich im Mittelpunkt, für die sich die Gemeinschaft bedankt, sondern vor allem die mit ihr verbundenen Werte, die die Ehrung hervorheben soll. Diese Werte können je nach Kollektiv und historischer Situation unterschiedlich sein (VON REEKEN & THIESSEN, 2016). Die mit der Haidinger-Medaille verbundenen Werte stellen Leistungen in der Angewandten Geologie dar. Die Angewandte Geologie ist nach heutiger Definition ein Teilbereich der Geowissenschaften, welcher sich mit der Erforschung geologischer Aspekte und ihrer technischen Anwendung befasst, die für den Menschen einen unmittelbaren ökonomischen bzw. ökologischen Nutzen darstellen. Sie unterteilt sich in die Teilgebiete Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Montangeologie und Lagerstättenkunde. In jüngster Zeit wird auch die Umweltgeologie ihr zugerechnet. Als eigenständige Disziplin hat sich die Angewandte Geologie erst im 20. Jahrhundert herausgebildet (MARTIN, 2000: 87–88). Zu den Tätigkeitsbereichen der Angewandten Geologie zählt HÄUSLER (1981) auch die Militärgeologie, die sich mit dem „*militärischen Wert des Bodens (im bodenkundlichen Sinn) und des Untergrundes (in boden- und felsmechanischer Sicht), auf und in dem militärische Aktionen ablaufen oder verhindert werden sollen*“, befasst.

Für die Interaktionsstruktur des Ehrens benennen VON REEKEN & THIESSEN (2016: 16) mehrere Gruppen von Akteurinnen und Akteuren sowie Abläufe, die beim Ehren eine Rolle spielen: Die Vorschlägerinnen oder die Vorschläger, die oder den Ehrenden, die oder den Geehrten bzw. die geehrte Gruppe, das Publikum zur Bildung von symbolischem Kapital (Pierre Bourdieu), Ehrenzeichen wie Preise, Titel, Orden, Denkmäler, Straßennamen und nicht zuletzt den oder die Finanziers der Ehrung. In Folge wird die Vergabe der Haidinger-Medaille aus dieser interaktionsstrukturellen Perspektive analysiert.

Der Vorschläger für die Verleihung der ersten Medaillen nach dem Zweiten Weltkrieg 1951 war ein „*engerer Ausschuss*“, der letztlich auch über die Vergabe entschied. Er bestand aus Heinrich Küpper (Direktor und Vertreter des Arbeitsgebietes Hydrogeologie), Karl Lechner (1899–1958, Chefgeologe, Leiter der Abteilung Lagerstätten und Bergbau), Rudolf Grill (1910–1987, Leiter der Abteilung Erdöl), Oskar Hackl (1886–1962, Vorstand des chemischen Laboratoriums) und Leo Waldmann (1899–1973, Aufnahmsgeologe, ab 1945 stellvertretender Direktor) (KÜPPER, 1951: 16). Ab den 1970er Jahren brachte sich die Personalvertretung bzw. der Dienststellenausschuss für Vorschläge ein (Protokoll über die Sitzung der Direktion und des Dienststellenausschusses, 03.04.1979, AGBA, Mappe Protokolle Sitzung der Direktion und des Dienststellenausschusses 1975–1980; 6. Sitzung Direktion-Dienststellenausschuss, 11.10.1984, AGBA, Mappe „div. Protokolle“). Laut dem 1977 beschlossenen Statut für die Verleihung der Medaille kann „*jedermann*“ Vorschläge einbringen (Statut für die Verleihung der W.R.v. Haidinger-Medaille im Anhang). Das ehrende Subjekt bei der Vergabe der Haidinger-Medaillen war die GBA als staatliche Organisation bzw. das Kollektiv der dort beschäftigten Geologinnen und Geologen. So war dieses Kollektiv 1951 nur durch den „*engeren Ausschuss*“ als Proponenten-Komitee repräsentiert und für die Entscheidung zuständig. In den 1970er Jahren wurden die Letztentscheidungen der Vollversammlung der im Dienst der Anstalt stehenden Geologinnen und Geologen übertragen. Zwischengeschaltet war ein Proponenten-Komitee aus Direktor, Vizedirektor und Abteilungsleitung (ebd.).

Die 18 auf der Website der GBA angeführten geehrten Personen waren ein subjektiver Querschnitt durch die Elite der österreichischen Geologie. Außerdem wurde eine einzelne Körperschaft geehrt, die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2020). 1985 stand mit der Firma Minerex eine weitere Körperschaft für eine Ehrung zur Diskussion, wurde dann aber nicht ausgezeichnet (Resümeeprotokoll, Proponentenkomitee für die Verleihung der W.R. von Haidinger-Medaille, 25. September 1985, 03.10.1985, AGBA, Mappe „div. Protokolle“). 1951 wurde die Medaille an den ehemaligen Mitarbeiter der Geologischen Reichsanstalt Wilhelm Petrascheck und an den ehemaligen stellvertretenden Direktor Josef Schadler des nationalsozialistischen Reichsamtes für Bodenforschung, Zweigstelle Wien verliehen. 1975 erhielt sie der ehemalige Leiter der Steinbruchkartei der Zweigstelle Wien Alois Kieslinger (1900–1975). Die restlichen Preisträger waren nicht an der GBA beschäftigt, auch wenn sie Korrespondenten oder auswärtige Mitarbeiter der GBA gewesen sein konnten. Mit dem 1977 beschlossenen Statut war die Verleihung an Personal der GBA im Dienst- oder Ruhestand nicht zulässig (ebd.). Es ist bezeichnend, dass mit der Haidinger-Medaille, genauso wie mit der Eduard-Suess-Medaille der Geologischen Gesellschaft, bisher ausschließlich Männer geehrt wurden.

Das Publikum zur Bildung von symbolischem Kapital durch die Vergabe der Haidinger-Medaille waren auf erster Ebene die Anwesenden bei den Feiern vor Ort. Die Feiern konnten aus Anlass des Bestehens der GBA alle zehn oder 25 Jahre stattfinden (GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 1952: 9–10). In den 1970er Jahren wurde dieser Zeitraum auf eine durch fünf teilbare Jahreszahl reduziert. Verleihungen konnten seither aber auch aus besonderen Anlässen jederzeit stattfinden (Statut für die Verleihung der W.R.v. Haidinger-Medaille im Anhang). Das Publikum auf zweiter Ebene war die geowissenschaftliche Community. Sie wurde mit Berichten über die Verleihung und in Nachrufen für verstorbene Preisträger angesprochen. Mitgliedern der Community ist es möglich, den als Vorbild präsentierten Preisträgern mit einer eigenen Auszeichnung nachzufolgen. In dem 1951 mit der Ehrung angesprochenen Publikum der Feier befanden sich, außer Josef Stiny, alle zehn Geologen, die später selbst mit der Medaille ausgezeichnet werden sollten und in der vorliegenden Studie untersucht werden. Das Publikum war stark männlich dominiert. Soweit nachweisbar waren unter den 400 Gästen nur drei Frauen anwesend:

Suzette Gillet (1893–1988, Service Géoloique d'Alsace), Irmgard Knopf, (geb. 1920, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bonn) und Martha Cornelius Furlani (1886–1974, Naturhistorisches Museum Wien) (Liste der bei der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt anwesenden ausländischen Geologen, AGBA, A 17184-R.1; Liste der an den Veranstaltungen anlässlich der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt teilnehmenden österreichischen Geologen, Vertreter verwandter Wissenschaften, des Bergbaues und verwandter Betriebe, Institutionen und Körperschaften, AGBA, A 17184-R.2). Auf dritter Ebene ist das Publikum die breite Öffentlichkeit. Ihr werden auf der Website der GBA die Preisträger und ihre Leistungen präsentiert. Im Vergleich zu einer Verkehrsflächenbenennung oder einem öffentlich aufgestellten Denkmal ist die Haidinger-Medaille einem kleineren Publikum zugänglich.

Als Ehrenzeichen war und ist die Haidinger-Medaille die höchste Auszeichnung der GBA, die noch die Möglichkeit der ehrenden Ernennung zu Korrespondentinnen oder Korrespondenten der Anstalt hatte. Die Haidinger-Medaille hat eine Doppelfunktion. Zum einen ist sie ein Erinnerungsort für den ehemaligen Direktor Haidinger, zum anderen eine Ehrung für ihre Träger und möglicherweise irgendwann auch für ihre Trägerinnen. Sie ist nur eine von mehreren Ehrungen in den Geowissenschaften. Diese Doppelfunktion haben alle nach Personen benannten Preise. Beispiele aus den Geowissenschaften sind die Eduard-Suess-Medaille der Geologischen Gesellschaft, der Leopold-Müller-Preis der Österreichischen Gesellschaft für Geomechanik oder der nach Walther E. Petrascheck (1906–1991) benannte Preis der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Häufig vergebene Ehrungen in den Geowissenschaften sind Ernennungen zu Ehrenmitgliedern der Geologischen Gesellschaft und anderen Vereinigungen. In der Regel nach dem Ableben der geehrten Person wurden zahlreiche Verkehrsflächen nach Geowissenschaftlern benannt. Etwa der Ampfererweg in Graz, die Ampfererstraße in Innsbruck, die Ampfererstraße in Wien nach Otto Ampferer (1875–1947) oder in Wien der Clarplatz nach Eberhard Clar (1904–1995), der Leuchsweg nach Kurt Leuchs (1881–1949), die Stiny-, Eduard-Sueß- und Vettersgasse nach Josef Stiny, Eduard Suess und Hermann Vetters (1880–1941). Weitere Beispiele für Ehrungen von Geowissenschaftlern sind der Eduard-Suess-Saal und der Clar-Saal an der Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien, die Ehrentafel und das Tor der Erinnerung der Universität Wien für Eduard Suess oder die steinernen Portraits im Hof der Technischen Universität Wien. Nicht zuletzt sind sichtbare Ehrenzeichen wie das Ehrenzeichen und Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst oder verliehene Berufstitel als Beispiele für staatliche Ehrungen zu erwähnen. Die Finanzierung der Ehrung wurde im Rahmen der Studie nicht genauer untersucht. Die Auszeichnung war nicht mit einem Geldpreis dotiert. Die Kosten dürften sich auf das Material der Medaille und der Urkunde beschränkt haben und von der öffentlichen Hand getragen worden sein.

Junktimierung der Ehre: Die Haidinger-Medaille und das Denkmal für Eduard Suess

Im rund 400 Personen zählenden Publikum der Feier von 1951 befanden sich zahlreiche ehemalige und sicherlich ebenso manche weiterhin überzeugte Nationalsozialisten. Auch Artur Winkler-Hermaden (1890–1963), der 1934 wegen NS-Betätigung die Anstalt verlassen musste und 1938 zurückkehrte, war empfangener Gast. Ein großer Teil des ehrenden Kollektivs dürfte ohnehin seine Verantwortung im Nationalsozialismus kollektiv negiert haben. Ganz im Sinne der „Opferthese", Österreich sei das erste Opfer Hitlers gewesen und habe selbst keinerlei Verantwortung zu tragen, wurde das 100. Jubiläum der Anstalt 1949 dazu benutzt, auch die GBA in diesen Mythos einzubeziehen. Gleich nach der Befreiung vom Nationalsozialismus, hieß es in der Presse, hätten die Geologinnen und Geologen dort weiterzuarbeiten begonnen, „*wo sie 1938 aufhören mussten*" (Presseaussendung, 16.11.1949, Zl. 1451/1949, AGBA, Amtsarchiv; „Österreichische Volksstimme", 19.11.1949: 4). Tatsächlich hatten die Arbeiten in der Anstalt 1938 nicht aufgehört, sondern sie wurden intensiviert und das Personal verdoppelt (Thaler et al., 2018: 26). Aus geschichtspolitischer Perspektive von Bedeutung ist neben der Verleihung der Haidinger-Medaillen die gleichzeitige Wiederaufstellung des Eduard-Suess-Denkmals im Zuge der 100-Jahr-Feier vor dem Palais Rasumofsky der GBA. Das 1928 vom Bildhauer Franz Seifert (1866–1951) geschaffene Denkmal wurde nach dem „Anschluss" wegen des jüdischen Hintergrunds von Suess vom Schwarzenbergplatz entfernt (Gasche, 2014: 18). Beim Zusammenbruch des NS-Regimes befand sich die Büste verborgen in einem Depot. Im Gegensatz zu anderen nach dem „Anschluss" entfernten Denkmälern hatte es die NS-Zeit überstanden. Die Initiative zur Restaurierung und Wiederaufstellung des Denkmals für den Doyen der österreichischen Geologie ging nicht von den geowissenschaftlichen Communities der Geologischen Bundesanstalt oder der Universität aus, sondern auf eine Anregung von Anton Steinwender (1890–1961), dem Leiter der Wiener Wasserwerke. Auf Ebene der Gemeindeverwaltung hatten die Bemühungen bereits 1946 eingesetzt (M.Abt. 7 an Bürgermeisteramt, 02.12.1946, Zl. 736/1950, Wiener Stadt- und Landesarchiv, in Folge: WStLA, M.Abt. 350, A1 – Allgemeine Registratur). Der frühere Standort war durch das Befreiungsdenkmal zur Erinnerung an die Befreiung Wiens durch die Rote Armee besetzt. Die Gemeindeverwaltung erwog daher die Aufstellung beim Wasserreservoir bei der „Spinnerin am Kreuz" in Wien-Favoriten oder beim Wasserreservoir am Rosenhügel in Wien-Hietzing. Nachdem Direktor Küpper von diesen Plänen Kenntnis erlangte, schlug er dem Bundesdenkmalamt die Wiederaufstellung vor dem Gebäude der GBA im Rahmen der 100-Jahr-Feier vor. Dieser Vorschlag wurde gegen den ausdrücklichen Willen der Nachfahren von Suess umgesetzt. Olga Suess (1886–1972) war in der Kulturabteilung der Stadt Wien erschienen und hatte im Namen ihrer Familie erklärt, dass die Aufstellung des Denkmals ihres Schwiegervaters bei der GBA nicht erwünscht wäre, weil das Denkmal dort zu abseits gelegen sei (Aktenvermerke vom 30.11.1950 und 07.12.1950, ebd.). Diese Bedenken fanden keine Berücksichtigung, jedenfalls konnte das Amtsblatt verkünden, dass mit der Wiederaufstellung „*eine Ehrenschuld abgetragen*" worden sei (Frawiec, 1951: 2).

Geschichtspolitisch hatte die GBA bei der 100-Jahr-Feier zwei Gesichter gezeigt. Es wurde gegenüber Suess eine „*Ehrenschuld*“ abgetragen und gleichzeitig die eigene Vergangenheit verdrängt und mythisiert. Wenige Jahre zuvor noch kaum vorstellbar, hatte sich mit der mehr oder weniger abgeschlossenen Entnazifizierung 1951 die historische Situation soweit geändert, dass mit den Haidinger-Medaillen für Schadler und Stiny Ehrungen ehemaliger Nationalsozialisten durch eine Bundesbehörde wieder möglich sein sollten. Im „*engeren Ausschuss*“, der über die Verleihung der Medaille entschied, befanden sich mit Rudolf Grill und Karl Lechner zwei ehemalige Nationalsozialisten (Mertz, 2021). Das Interesse in diesem Gremium an einer kritischen Auseinandersetzung mit der NS-Zeit dürfte schon alleine deshalb gering gewesen sein. Die Auszeichnung mit der Haidinger-Medaille manifestierte nun die Leistungen der Preisträger in der Angewandten Geologie auch während der NS-Zeit als ehrbar. Gerade in der NS-Zeit hatte die Angewandte Geologie für die Rüstungsindustrie und die Ausbeutung von Ressourcen in den besetzten Gebieten Konjunktur gehabt. Auch in der Studienordnung für Geologie war mehrmals die Ausbildung den Bedürfnissen der Wehrmacht angepasst worden und im Bereich der Angewandten Geologie verstärkt worden (Willig, 2001: 70).

Junktimierungen sind politische „*Kopplungsgeschäfte*“ *bzw.* „*Paketbildungen*“, die im österreichischen Parlamentarismus schon im Reichsrat der Monarchie vor allem zur Bewältigung von Gegensätzen zwischen großen sozialen Gruppen, zwischen Mehrheit und Minderheit zum Ritual geworden sind (Lehmbruch, 2003: 33). Die frühere Forschungskoordinatorin der Österreichischen Historikerkommission Eva Blimlinger vertrat die These, dass Rückstellungs- und Entschädigungsleistungen an Opfer des Nationalsozialismus mit Leistungen an andere Bevölkerungsgruppen, die in irgendeiner Weise von Krieg und den Kriegsfolgen betroffen waren, in Österreich seit den 1940er Jahren junktimiert wurden (Blimlinger, 2006, 2012). Blimlinger zufolge gebe es in der österreichischen Politik nahezu keine Entschädigung für Opfer des Nationalsozialismus, ohne dass nicht irgendeine andere Personengruppe den Opferstatus durch finanzielle Zuwendungen oder gar Entschädigungen verliehen bekäme. Als Beispiele nannte sie etwa die Kriegsgefangenen und Zivilinternierten, die im Gegenzug zu den Zwangsarbeitern und Zwangsarbeiterinnen entschädigt worden seien. Da sich die Republik Österreich als erstes Opfer des Nationalsozialismus sah, hätte konsequenterweise dieser Opfermythos Schritt für Schritt personalisiert und die österreichische Gesellschaft gruppenweise viktimisiert werden müssen. Täterinnen und Täter, Mittäterinnen und Mittäter, also irgendwelche Schuldigen habe es nach dem Opfermythos nicht geben dürfen. Vor diesem Hintergrund erscheint die mit der Wiederaufstellung des Suess-Denkmales gekoppelte Wiedereinführung und Neubesetzung der Haidinger-Medaille 1951 im Licht einer geschichtspolitischen Junktimierung. Wie die vorliegende Studie zeigen wird, waren zwei der drei ersten Preisträger, die Nationalsozialisten Josef Schadler und Josef Stiny, direkt im System der NS-Zwangsarbeit involviert. Wie alle anderen Österreicherinnen und Österreicher durften sie im Sinne der Opferthese weder Täter noch Mittäter sein und keinerlei Schuld auf sich geladen haben. Sie wurden offenbar friktionsfrei in das Opferkollektiv einbezogen.

Medaille und Preisträger als Konfliktfelder

Ehrungen sind häufig ein gesellschaftliches Problem und stoßen schon bei ihrer Durchführung auf Kritik oder verlieren im Laufe der Zeit an Anerkennung (von Reeken & Thiessen, 2016). Die Untersuchung bezieht sich auf die Verleihungen von 1951 bis 1985. Damit wird ein Zeitraum analysiert, der kurz vor der Debatte um die NS-Vergangenheit des Präsidentschaftskandidaten Kurt Waldheim (1918–2007) endet. Erst diese Debatte führte in Österreich ab Mitte der 1980er Jahre zur Erosion der Opferthese und einer kritischeren Auseinandersetzung mit der NS-Zeit in einer breiteren Öffentlichkeit (Uhl, 2001; Rathkolb, 2017). Dadurch ist es erklärbar, dass in den eingesehenen Quellen keinerlei Belege gefunden werden konnten, die einen Konflikt um die Verleihung der Medaille an vorwiegend ehemalige Nationalsozialisten nahelegen würden. Die Konflikte innerhalb der GBA zur Medaille bezogen sich auf die Aushandlung des Regelwerkes der Verleihung, die Auswahl der Preisträger und im geringen Ausmaß auf die Ausdehnung auf weitere Bereiche der Geologie. Nach den Verleihungen 1951 wurde die Medaille zwei Jahrzehnte nicht mehr vergeben. Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (BGR), die deutsche Äquivalenzanstalt zur GBA, erhielt anlässlich ihrer 100-Jahr-Feier am 1. Juni 1973 eine Medaille. Der Beschluss für die Verleihung erfolgte in einer Abteilungsleitersitzung im Mai des Jahres (Ruttner, 1974: A3). Erst 1975 sollte anlässlich der 125-Jahr-Feier der GBA die Medaille wieder an natürliche Personen vergeben werden. Anfang 1975 setzte innerhalb der GBA ein fast dreijähriger Diskussionsprozess um die Verleihung ein. Neben der im Zentrum stehenden Frage, wer geehrt werden solle, ging es darum, wer Einfluss auf die Auswahl der Preisträger nehmen kann. Ebenso wurde eine Statutenänderung in Hinblick auf eine Verleihung alle fünf Jahre diskutiert und Direktor Felix Ronner (1922–1982) schlug die Schaffung einer eigenen Medaille für besondere Verdienste auf dem Gebiete der Landesaufnahme vor (Protokoll der Abteilungsleitersitzung, 27.01.1975, AGBA, Mappe Abteilungsleitersitzung-Protokolle). Manfred Eugen Schmid (1939–1996) schlug im Laufe der Debatte die Ausdehnung der Verleihung auf das Gebiet der gesamten Geowissenschaften vor (Manfred Eugen Schmid an Herbert Stradner, 26.11.1976, AGBA, A 11944-A).

Einen ersten Kompromiss fanden die Abteilungsleitungen in der Erhöhung der Anzahl der vergebenen Medaillen. Statt den ursprünglich vorgesehenen drei, sollten im Jahr 1975 fünf Medaillen vergeben werden (Protokoll der Abteilungsleitersitzung, 10.02.1975, AGBA, Mappe Abteilungsleitersitzung-Protokolle). Auch das sollte die Auseinandersetzung nicht beenden. Vorgeschlagen war 1975 die Verleihung an den früheren Direktor Heinrich Küpper, wogegen sich der Geologe Peter Beck-Mannagetta (1939–1996) entschieden aussprach. Die Medaille sei nicht Angehörigen der GBA zu verleihen. Durch Pensionierung verliere ein Beamter nicht die Zugehörigkeit zum Beamtenstand, bleibe daher Angehöriger des Amtes im Ruhestand. Küpper sei beim ersten maßgeblichen Wahlvorgang an sechste Stelle gelangt, es sei aber nur die Ausgabe von fünf Medaillen beschlossen worden und Küpper habe daher automatisch auszuscheiden. Zudem machte Beck-Mannagetta fachliche Gründe wegen der Amtsführung des früheren Direktors geltend (Beck-Mannagetta an GBA-Direktion, 13.02.1975, Zl. 328/1975, AGBA, Amtsarchiv). Eine Verleihung an Küpper erfolgte nicht, sondern

nur an Eberhard Clar, Kingsley Dunham (1910–2001), Alois Kieslinger, Robert Janoschek (1906–1986) und Andreas Thurner (1895–1975) (JANOSCHEK & SCHARBERT, 1976). Der Kompromiss zur Änderung der Statuten konnte erst Ende 1977 erreicht werden. Die wesentliche Änderung bestand darin, dass die Entscheidungen zu den Verleihungen nicht mehr von den Abteilungsleitern und zu dieser Zeit auch einer Abteilungsleiterin, Irmentraut Wiesböck (1915–1999), alleine, sondern, wie bereits erwähnt, auch von der sogenannten Geologenversammlung getroffen wurden. Die Einbindung der Geologinnen und Geologen des Hauses bedeutete eine Demokratisierung der Entscheidung.

In Hinblick auf ihre NS-Vergangenheit waren mit Eberhard Clar und Josef Stiny zwei mit der Haidinger-Medaille ausgezeichnete Personen Gegenstände öffentlicher Auseinandersetzungen. Die Auseinandersetzung betraf nicht die Auszeichnung mit der Medaille, sondern die Benennung von Verkehrsflächen in Wien nach diesen beiden Geologen. Eine von der Stadt Wien beauftragte Kommission reihte Clar und Stiny als historisch kritisch ein (RATHKOLB et al., 2013). Besondere Resonanz in der Öffentlichkeit rief dabei die Tatsache hervor, dass noch 2009 mit dem Clarplatz eine Verkehrsfläche nach einem ehemaligen Nationalsozialisten benannt wurde („Der Standard“, 09.07.2013: 24; „Kurier“, 02.06.2019: 39). In den Jahren 2016 und 2019 wurde Clar und die Benennung der Verkehrsfläche nach ihm in Kunstprojekten der Initiative „Memory Gaps“ thematisiert und eine Umbenennung gefordert (MEMORY GAPS, 2016, 2019). Bisher kam es weder zu einer Umbenennung, noch zur Anbringung einer Zusatztafel beim Straßenschild.

Untersuchungssample und Methodik

Seit 1951 wurde die Medaille 19 Mal vergeben (HOFMANN, 1999; GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, 2020). Unter den Preisträgern befinden sich 18 Männer und eine Körperschaft, die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (Tab. 1). In das Untersuchungssample wurden jene Preisträger einbezogen, die zum Stichtag 12. März 1938 („Anschluss“ Österreichs) das 18. Lebensjahr erreicht hatten. Die einbezogenen Geburtsjahrgänge der Preisträger sind somit 1876 bis 1910. Die BGR und der Brite Kingsley Dunham wurden nicht einbezogen. Das Untersuchungssample besteht daher aus 11 Personen. Zu diesen Personen wurde biografisches Quellenmaterial aus der Literatur und in österreichischen und ausländischen Archiven zusammengetragen. In erster Linie sind dabei das Archiv der Geologischen Bundesanstalt, das Österreichische Staatsarchiv, das deutsche Bundesarchiv Berlin und einzelne österreichische Landesarchive zu nennen.

Preisträger (Geburtsjahr)	Anlass	Sample
100-Jahre GBA (1951)		
Josef Stiny (1880)		ja
Josef Schadler (1889)		ja
Wilhelm Petrascheck (1876)		ja
100 Jahre Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1973)		
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe		-
125 Jahre GBA (1975)		
Alois Kieslinger (1900)		ja
Eberhard Clar (1904)		ja
Robert Janoschek (1906)		ja
Andreas Thurner (1895)		ja
Kingsley Dunham (1910)		-
130 Jahre GBA (1979)		
Hermann Stowasser (1908)		ja
Othmar M. Friedrich (1902)		ja
135 Jahre GBA (1985)		
Leopold Müller (1908)		ja
Georg Horninger (1910)		ja
Josef Zötl (1921)		-
Arthur Kröll (1924)		-
140 Jahre GBA (1989)		
Godfrid Wessely (1934)		-
150 Jahre GBA (1999)		
John Clements Davis (1938)		-
160 Jahre GBA (2009)		
Leopold Weber (1948)		-
Kurt Decker (1961)		-

Tab. 1.
Träger der Haidinger-Medaille (1951–2009) und Untersuchungssample.

Das Material wurde mit historischen Methoden äußerer und innerer Quellenkritik sowie hermeneutischer Textinterpretation ausgewertet.

Eine methodische Herausforderung besteht durch den Umstand, dass in Österreich nach 1938 viele Personen dem Nationalsozialismus möglichst nahestehen wollten und dies in der Regel in ihrem Umfeld und auch vor Behörden bekundeten. Nach dem Zusammenbruch des Nationalsozialismus 1945 wollte kaum mehr jemand seine Nähe zum Regime und seine Rolle zur Aufrechterhaltung der Diktatur öffentlich eingestehen. Die Entnazifizierung galt relativ rasch weithin als abgeschlossen und wurde öffentlich daher kaum mehr diskutiert. Eine besondere Schwierigkeit ergibt sich dabei für die Forschung, so Alexander Pinwinkler, „*nicht nur hinsichtlich der (Re-)Konstruktion von individuellen Lebensläufen, sondern auch bezüglich der damaligen gesellschaftlichen Tendenz des Verschleierns, Verschweigens und Tabuisierens der NS-Vergangenheit*“ (Pinwinkler, 2019: 485). Für Pinwinkler erscheint die Klassifizierung von NS-Belastungen entlang formalistischer Kategorien zumindest theoretisch als ein heuristischer Ansatzpunkt operationalisierbar zu sein, um eine erste Übersicht über graduelle Abstufungen derartiger Belastungen zu gewinnen. Die rechtlich fundierten Kategoriensysteme, welche in der Nachkriegszeit eingeführt wurden, um eine „Säuberung“ der Gesellschaft („Entnazifizierung“) zu erreichen, unterlagen einem dynamischen Wandel. Eine statische Projizierung formalistischer Kriterien, die zudem deren Genese im Kontext politischer Aushandlungsprozesse der Nachkriegszeit negieren würde, würde daher weder aus methodischer noch aus inhaltlicher Sicht der Komplexität des Problems der NS-Belastungen gerecht. Pinwinkler geht von der Annahme aus, dass ein Kategoriensystem, das unabhängig von den historischen Kategorien der Nachkriegszeit entwickelt werden würde, ein Anachronismus wäre und daher verworfen werden müsse (Pinwinkler, 2019: 400). In diesem Sinne wird in der vorliegenden Studie die individuelle Rolle als Stütze bei der Errichtung oder Aufrechterhaltung des NS-Regimes in einzelnen Biografien interpretativ erschlossen und eine Klassifizierung nach formellen Kriterien vorgenommen: Illegale und Altparteigenossen, NSDAP-Mitglieder, Parteianwärter, Funktionäre, Mitglieder von Wehrformationen, Belastete, Minderbelastete, gerichtlich Verurteilte. Für die Erläuterung dieser Kategorien wird auf die Literatur verwiesen (Stiefel, 1981; Schuster & Weber, 2004; Niederacher, 2005; Benz, 2009; Wladika, 2018: 6–44). Persönliche Bereicherung im Zuge von „Arisierungen“, also der Enteignung und Beraubung von Jüdinnen und Juden, konnten im Rahmen dieser Studie nicht untersucht werden.

Clar, Eberhard Dietrich

Anlass der Verleihung: 125-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. September 1975.
Begründung für die Verleihung: „*[…] erhielt die Haidinger-Medaille für seine vielfältigen Tätigkeiten im Bereich der Angewandten Geologie. Seine Verdienste lagen neben den traditionellen Kartierungsarbeiten vor allem auf dem Gebiet der Lagerstättengeologie und der Baugeologie. Zudem war Clar jahrelang als Ordinarius des Geologischen Instituts der Universität Wien tätig*“ (Janoschek & Scharbert, 1976: A45; Hofmann, 1999: 396).

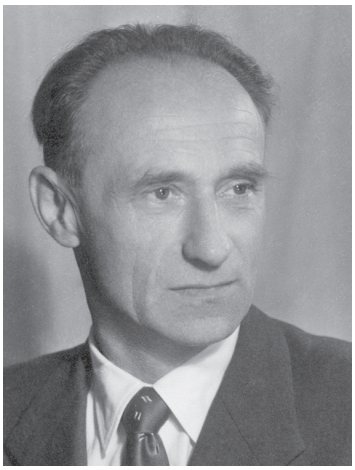


Abb. 4.
Eberhard Clar, undatiert (Archiv der Universität Wien).

Eberhard Clar (Abb. 4) wurde am 23. Juli 1904 in Graz geboren. Sein Vater Arthur war Zahnarzt. Die Matura schloss Eberhard Clar 1922 am humanistischen Gymnasium in Graz ab und studierte Geologie an der Philosophischen Fakultät der Universität Graz, wo er 1926 bei Franz Heritsch (1882–1945) mit einem „Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol“ promovierte. An der TH Graz war er ab 1927 als Assistent tätig und habilitierte 1929 an der TH Graz und 1936 an der Universität Graz. Als 1936 seine Ernennung zum außerordentlichen Professor erfolgte, war Clar bereits Mitglied der illegalen NSDAP. Seit 1919 war er nach der Historikerin Nemec (2013a) Mitglied des Deutschen Turnervereins und des „Alldeutschen Verbandes“, seit März bzw. Juni 1933 illegales Mitglied der NSDAP unter der Nummer 1,628.952. Ab 1937/38 war er Mitglied in der Vaterländischen Front, aber gleichzeitig auch Mitglied des Nationalsozialistischen Deutschen Dozentenbundes. In einer politischen Beurteilung aus der Zeit nach dem „Anschluss“ wurde Clars Einsatzbereitschaft gelobt, die er als illegaler Nationalsozialist „*im Kampfe um Österreich*“ bewiesen habe. Im Jahr 1938 war Clar NSDAP Zellenleiter, führte 1939 das Kreisamt für Technik im Kreis Graz-Land der NSDAP und wurde im selben Jahr außerplanmäßiger Professor an der TH Graz. Die neuere Forschung zeigt zudem, dass Clar eigenen Angaben zufolge 1934 der SA-Reserve beitrat, Spenden und Verpflegungshilfe sowie anderes für die illegale NSDAP leistete und 1938 bei der Volksabstimmungspropaganda mitarbeitete. Er erhielt für seine Tätigkeit die „Erinnerungsmedaille an den 13. März 1938“, die sogenannte „Ostmarkmedaille“ (Personal-Fragebogen, 17.05.1938, Österreichisches Staatsarchiv, Archiv der Republik, Bundesministerium für Inneres, in Folge: ÖStA, AdR, BMI, Gauakt, in Folge: GA, 293.759; BMI, Abt. 2, Karteikarte, ebd.).

Von Juni bis Oktober und im Dezember 1940 sowie von März bis Juli 1941 war er von der Universität für geologische Arbeiten im Rahmen des Vierjahresplanes im jugoslawischen Raum beurlaubt. Ab August 1941 setzte er diese Arbeiten, nun als „Kriegsverwaltungsrat beim Generalbevollmächtigten für die Wirtschaft in Serbien“, fort (Daten aus dem Lebenslauf, o.D., BArch, R 4901/24392; Oberkommando des Heeres an Reichsminister für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung, 15.08.1941, ebd.). Die Tätigkeiten von 400 bis 500 Geologen in der Funktion von

Wehrgeologen im „*fachgerechten*“ Kriegseinsatz hätten, so MAIER (2017: 17), besondere Relevanz nicht nur in Hinblick auf die Involvierung in die Ausbeutung der besetzten Gebiete, sondern auch für die Auswirkungen auf die Erinnerungskultur. Denn den als Kriegsverwaltungsräten im Offiziersrang in den besetzten Gebieten tätigen Geologen seien die Straf- und Verfolgungsmaßnahmen bis hin zu Erschießungen nur allzu gewärtig gewesen. Im Balkanraum schaffte Clar wesentliche geologische Grundlagen für die Ausbeutung lokaler Ressourcen, die durch Zwangsarbeit vorangetrieben wurden. Josef Stiny zufolge war Clar einer der besten Kenner der Lagerstätten des Balkans, welche er „*an hoher und verantwortungsvoller Stelle*“ bearbeitete (Schreiben von Josef Stiny, 12.08.1949, ÖStA, AdR, Bundesministerium für Unterricht, in Folge: BMU, Personalakt, in Folge: PA, Sign 20 Clar Eberhard). Seiner eigenen Darstellung zufolge unternahm Clar geologische Bergbaubereisungen in Jugoslawien, Bulgarien und Griechenland „*im Rahmen der gesamten Ausbauplanung während der deutschen Besetzung in den Jahren 1941 bis 1944.*“ Er war mit der „*Dauerberatung*“ verschiedener Metallerzbergbaue beschäftigt, darunter beim Ausbau der Kupferlagerstätte Bor in Ostserbien (Eberhard Clar, Gebiete der bisherigen angewandt-geologischen Beratungstätigkeit, 12.07.1948, ebd.). Nach Othmar M. Friedrich (1902–1991) sei die Umstellung des Grubenbetriebes in Bor (Abb. 5) auf Tagbau, die mit allen dazugehörigen Arbeiten eine Erdbewegung von 30,000.000 Kubikmetern umfasste, „*eine technische Leistung ersten Ranges*“ gewesen (FRIEDRICH, 1949). Diese „Leistung“ erscheint in einem getrübten Licht, wenn die Umstände betrachtet werden, unter der sie erreicht wurde.

RUTAR (2005) untersuchte die Arbeitsbeziehungen und die Zusammensetzung der Arbeiterschaft im Kupferbergwerk in Bor zwischen 1941 und 1944. Das Kupferbergwerk gehörte zu den wichtigsten Objekten der wirtschaftlichen Ausbeutung für die deutsche Kriegswirtschaft im besetzten Südosteuropa. Die Bedingungen, unter denen die Arbeiter in Bor angetrieben wurden, waren unmenschlich. Prügel, häufig bis zur Bewusstlosigkeit, und Demütigungen gehörten in den Lagern zum Alltag. In Zeugenaussagen wurden sie fallweise als „*nackte und barfüßige Leute in Lumpen*“ oder als „*vollständig nackt*“ bezeichnet. Gearbeitet wurde bei jedem Wetter, auch bei Regen, Schnee und Frost. Neben durch Kälte, Hunger und Erschöpfung hervorgerufene Krankheiten wie Tuberkulose und Lungenentzündungen, oft mit Todesfolge, berichteten die Zeugen von Willkür und Brutalität der Aufseher, die nicht selten in der Ermordung von Arbeitern endeten. Nach der Flucht eines Arbeiters wurden beispielsweise elf weitere Arbeiter erschossen. Andere Arbeiter starben an den Folgen von Prügel und Folter, so RUTAR (vgl. auch JANJETOVIĆ, 2017; SCHMID & PISARRI, 2018; WITTMANN, 2018: 320–323). Clar entdeckte zudem die Molybdänerzlagerstätte Mackatica im südserbischen Surdulica und trieb ihre geologische Prospektion voran (Eberhard Clar, Gebiete der bisherigen angewandt-geologischen Beratungstätigkeit, 12.07.1948, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Clar Eberhard). Das seltene Metall Molybdän, als hochwertiger Stahlveredler für die Erzeugung von Panzerstahl von unersetzlicher Bedeutung, war in Deutschland ein Mangelrohstoff (SCHAUSBERGER, 1970: 138). Mackatica, ebenso durch Zwangsarbeit aufrechterhalten, war das wichtigste Molybdän-Bergwerk, dem spätestens im Jänner 1943 beim Ausbau die dringendste Prioritätsstufe zuerkannt wurde (OBRADOVIĆ & NOVAKOVIĆ, 2019: 94, 102; OPFER, 2005: 236). In seinen Erinnerungen schilderte Clar seine beiden „Hauptprojekte“ am Balkan: „*[…] beide im späteren Partisanengebiet, aber mit fachlich sehr fesselnden Erschließungsaufgaben*“ (CLAR, 1994: 124).

Noch vor dem Zusammenbruch der Balkanfront wurde er zwecks Bergung wichtig erscheinender Lagerstätten- und Rohstoffunterlagen von der Wehrmacht entlassen. Als Nachfolger von Josef Stiny übernahm er ab Oktober 1944 das Ordinariat für Geologie an der Technischen Hochschule (TH) in Wien. Zuvor war er für die Besetzung der Lehrstühle für Geologie in München und Straßburg in Diskussion gestanden (BArch, R 4901/24392). Für die Untersuchung des gesammelten Materials über die Erzlagerstätten der Balkanländer mit Unterstützung von Gustav Hiessleitner (1892–1964) gewährte der Reichsforschungsrat eine Sach-

Abb. 5.
Zwangsarbeitslager und Baracken in Bor, undatiert (Yad Vashem).

beihilfe. Ein erster Bericht hätte bis Anfang April 1945 vorliegen sollen, die Arbeit kam aber bis auf zwei Arbeiten über die Chromerzlagerstätten Griechenlands nicht mehr zustande (BArch, R 9361-VI/377; Reichsamt für Bodenforschung an Clar, 09.10.1944, Zl. III 3432/44, Durchschrift, AGBA, Amtsarchiv, Kt. 1939-44; CLAR, 1994). NEMEC (2013a) zitiert eine Beurteilung vom 29. Dezember 1944, in der Clars Verhalten und seine Haltung aus nationalsozialistischer Sicht noch zu Ende der NS-Zeit als „*einwandfrei*" beschrieben wird.

Die Befreiung Österreichs vom Nationalsozialismus brachte für Clar die Entlassung von der Hochschule nach dem Verbotsgesetz. Sie wurde mit den Angaben in einem eigenhändig unterschriebenen Fragebogen begründet, in dem Clar seine NSDAP-Mitgliedschaft seit 1933 und seine Tätigkeiten als Zellenleiter, als Kreisfachberater für Technik sowie im Presseamt des Gaudozentenbundes Steiermark vermerkte (Staatsamt für Volksaufklärung, für Unterricht und Erziehung, und für Kultusangelegenheiten, Zl. 4353/III-4a/45, Abschrift, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Clar Eberhard). Vom britischen Geheimdienst Field Security Section wurde er im August 1945 verhaftet und in den Lagern Weissenstein und Wolfsberg in Kärnten für die folgenden zwei Jahre interniert, wobei er einen Monat von der Haft beurlaubt war. Bei seiner NS-Registrierung nach dem Verbotsgesetz im Juni 1945 in Trieben gab er zwar an, „*Fachberater für Technik*" gewesen zu sein, behauptete aber nur bis zum Parteiverbot NSDAP-Mitglied gewesen zu sein (Meldeblatt, 1945, Stadtarchiv Graz, in Folge: StAG, NS-Registrierung Eberhard Clar). Damit begann die Verklärung der eigenen Biografie. Nicht ganz den Tatsachen entspricht Clars 1994 veröffentlichte Schilderung, er sei „*von den österreichischen Gerichten nach nur einer Vernehmung und ohne Gerichtsverfahren entlassen*" worden (CLAR, 1994: 125). In einer polizeilichen Anzeige wurde Clar im September 1946 als illegales NSDAP-Mitglied, Kreisfachberater für Technik des Kreises Graz-Land und „*überzeugter Nationalsozialist*" beschrieben (Polizeidirektion Graz, Kriminalpolizei, Abt. 1 an Staatsanwaltschaft Graz, 12.09.1946, Steiermärkisches Landesarchiv, in Folge: StLA, LGS-Graz-Vr-4470-1947). Das Volksgericht Graz leitete ein Verfahren nach §§ 10 und 11 Verbotsgesetz ein, wodurch Clar mit „*schwerem Kerker*" von bis zu 20 Jahren bedroht war. Vom Gericht wurde Clar zweimal als Beschuldigter vernommen sowie dessen Frau und die Professoren Georg Gorbach (1901–?), Bartel Granigg (1883–1951), Fritz Kohlrausch (1884–1953), Karl Zaar (1880–1949) und Friedrich Zotter (1894–1961) als Zeugen vernommen. Clar behauptete, niemals Kreisamtsleiter oder Kreisamtsberater gewesen zu sein, sondern nur eine nicht amtliche Stellung als Fachberater gehabt zu haben. Die Zeugen, Clars Kollegen, setzten sich alle für den Beschuldigten ein. Zudem hatte Clar Unterstützung vom Amt der Steiermärkischen Landesregierung – Landesberatungskomitee erhalten, welches an das britische Hauptquartier für Zivilangelegenheiten die Empfehlung richtete, die Internierung von Clar nicht aufrecht zu halten und eine Auslieferung an das österreichische Gericht bei der Austrian Court Section zu erreichen. Das Oberlandesgericht Graz verfügte im Juli 1947 die Enthaftung von Clar aus dem Internierungslager Wolfsberg (StLA, LGS-Graz-Vr-4470-1947). Im fortgesetzten Verfahren stellte das Staatspolizeiliche Büro der Polizeidirektion Graz entgegen der Verantwortung des Beschuldigten fest, dass Clar Presse- und Kulturreferent des NS-Dozentenbundes und sehr wohl Kreisbeauftragter für Technik gewesen sei. Als Beweismittel legte die Staatspolizei Abschriften aus dem Organisations- und Geschäftsverteilungsplan der Gauleitung Steiermark der NSDAP für das Jahr 1940 vor, der „*keinen Entwurf oder Planung, sondern eine in allen Punkten zu recht bestehende Aufstellung dar*[stelle]" (Polizeidirektion Graz, Staatspolizeiliches Büro an Landesgericht für Strafsachen Graz, 09.09.1947, ebd.). Nichtsdestotrotz konnte Clar im Oktober 1947 die Einstellung des Verfahrens erreichen (Antrags- und Verfügungsbogen, ebd.). Aufgrund seiner Funktionen war Clar weiterhin in der Registrierungsliste als „*belastet*" verzeichnet. Ihm gelang nun durch zahlreiche Funktionäre der ehemaligen NSDAP den angeblichen Gegenbeweis zu erbringen, dass er zu diesen Ämtern entweder nicht berufen wurde oder sie nur vertretungsweise ausgeübt habe und konnte mit seinem Einspruch gegen die Registrierung die Verzeichnung als Minderbelasteter erreichen (Bescheid LAD Reg Ein 5 C 18/6-1947, 05.07.1948, StAG, NS-Registrierung Eberhard Clar).

Nach seiner endgültigen Haftentlassung 1947 arbeitete er als freiberuflicher Baugeologe und Berater für Lagerstättenkunde. So beriet er etwa die Magnesitwerke Veitsch hinsichtlich ihrer Bergbaue in Sunk/Trieben und Breitenau, hatte verschiedene Aufgaben bei der Alpine-Montan-Gesellschaft am steirischen Erzberg und in Hüttenberg und war Berater für die großen Stollen- und Tunnelprojekte zum Ausbau der Tiroler und Salzburger Wasserkraft (Eberhard Clar, Gebiete der bisherigen angewandt-geologischen Beratungstätigkeit, 12.07.1948, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Clar Eberhard). Die Entlassung von der Universität wurde für den minderbelasteten Clar im August 1948 aufgehoben, er wurde aber mittels Dekret im Oktober desselben Jahres im Alter von 44 Jahren in den Ruhestand versetzt (BMU, Zl. 21.907-III-9/49, ebd.). Nach dem Inkrafttreten des Bundesverfassungsgesetzes über die Streichung minderbelasteter Personen aus den Registrierungslisten wurde Clar im November 1949 letztlich aus der Registrierungsliste gestrichen (StAG, NS-Registrierung Eberhard Clar). Noch vor seiner Streichung hatte Clar seine Netzwerke aktiviert und war vom Professorenkollegium der Montanistischen Hochschule Leoben für die Besetzung des Lehrstuhles für Geologie vorgeschlagen worden. Für ihn setzten sich etwa die ehemaligen Nationalsozialisten Raimund Klebelsberg und Josef Stiny ein (BMU, Zl. 46.871-III-9/48, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Clar Eberhard). Mehrmals hatte Clar beim mächtigen Sektionschef Otto Skrbensky (1887–1952) wegen eines Termins interveniert. Da die Erhebungen zur politischen Vergangenheit Clars zu diesem Zeitpunkt noch nicht abgeschlossen waren, zeigte Skrbensky Clar die kalte Schulter, indem er ihn wissen ließ, dass „*die Frage der Besetzung der Lehrkanzel […] noch nicht in jenes Stadium getreten ist, in welchem eine persönliche Aussprache erforderlich*" erscheine (BMU, ZL. 31.791-III-9/49, ebd.).

Anfang 1950 bot ihm Direktor Heinrich Küpper eine Stelle als Vertragsbediensteter an der GBA an, die Clar auch übernehmen wollte. Eine Rückkehr in den Staatsdienst sollte ihm vorerst jedoch weiterhin vom Ministerium verwehrt bleiben und Clar übernahm die Leitung der Lagerstättenuntersuchung der Alpine-Montan-Gesellschaft. Erst im September 1954 wurde er zum ordentlichen Professor am Institut für Geologie der Universität Wien berufen, an der er bis zu seiner Emeritierung 1972 verblieb. In dieser

Abb. 6.
Eberhard Clar bei der Verleihung der Haidinger-Medaille, 12. September 1975 (GBA).

Zeit war er Vorstand des Instituts für Geologie, unter anderem Mitglied der Staubeckenkommission und der Bundesstaatlichen Prüfungskommission für das Lehramt an Mittelschulen, 1957/58 Präsident der Geologischen Gesellschaft und im Studienjahr 1965/66 Dekan der Philosophischen Fakultät der Universität Wien. Insgesamt erhielt Clar neben der Haidinger-Medaille 24 Ehrenmitgliedschaften (KIRCHNER, 1996; AGBA, A 11579-BM). In seinen Dankesworten bei der Verleihung der Haidinger-Medaille 1975 nahm Clar Bezug zur Tradition der GBA, der er sich verpflichtet fühle und spannte den Bogen von seiner „*fachlichen Jugend*" bis in die Gegenwart (Abb. 6). Er gehöre einer Generation an, der „*eine tragende Rolle beim Wiederaufbau unseres Landes und unseres Faches nach den Zerstörungen zweier großer Kriege zugefallen*" sei. Die tragende Rolle, die illegalen Nationalsozialisten wie ihm selbst beim Untergang Österreichs 1938 zufiel, blieb dabei ausgeblendet (Eberhard Clar, 125-Jahrfeier der GBA, Dankesworte, Gedächtnis-Niederschrift, 13.09.1975, AGBA, Amtsarchiv, Zl. 1517/1975). Entgegen seinen Aussagen im Zuge der Entnazifizierung gab Clar 1994 in seinen Lebenserinnerungen schließlich zu, dass er durch die Übernahme „*kleiner Ämter in der NS-Partei*" beim Aufbau einer „*echten ‚Volksgemeinschaft'*" mitgeholfen habe und „Kreisbeauftragter für Technik" wurde. Er sah dies als „*eine an sich interessante Aufgabe, die durch das Gewicht der Partei die technische Entwicklung (Verkehr, Energieversorgung, Wasser) rückständigerer Teile des Bereiches fördern sollte*" (CLAR, 1994: 124). Clar verstarb am 7. Dezember 1995.

Im Jahr 2013 untersuchte eine Kommission die historische Bedeutung jener Persönlichkeiten, nach denen Wiener Straßen benannt sind. Aus der Studie wurde hier ausführlich zitiert. Die Kommission stufte die 2009 erfolgte Benennung des Clarplatzes als historisch kritisch ein (NEMEC, 2013a). Bezugnehmend auf diese Forschungsergebnisse trat RICHARD LEIN (2020) für Clar ein. Der Kriterienkatalog der Kommission sei nicht breit genug gefächert gewesen und die Biografien der angeführten Personen nicht über das Jahr 1945 hinaus verfolgt worden. Lein sah seinen Fachkollegen Clar nach der Enthebung im Rahmen der Entnazifizierung nun „*ein zweites Mal an den Pranger gestellt.*" In Hinblick auf Clars Parteitätigkeit sei es, so Lein weiter, für einen Deutschnationalen wie Clar „*nichts Ungewöhnliches sich einer ‚Partei mit Zukunft' zu verschreiben.*" Außer Clars Mitgliedschaft bei der NSDAP und lobenden Erwähnungen vorgesetzter Parteiinstitutionen sei „*nichts Negatives*" über ihn bekannt. Er hätte sich im „*Dritten Reich*" nichts zuschulden kommen lassen (LEIN, 2020: 180–181). Allerdings kamen lobende Erwähnungen nicht nur von vorgesetzten Parteiorganisationen, sondern Clar rühmte sich auch selbst in eigenhändig unterschriebenen Dokumenten für seine illegale NS-Betätigung. Gerade dann, wenn biografische Analysen über das Jahr 1945 hinaus geführt werden, sollte nicht außer Acht gelassen werden, dass eine NSDAP-Mitgliedschaft zwischen Juli 1933 und März 1938 auch nach der Befreiung vom Nationalsozialismus 1945 als „Hochverrat" galt. Clar war zudem nicht nur illegales Parteimitglied, sondern hatte Funktionen in NS-Organisationen inne. Beides bleibt bei Lein unerwähnt. Hingegen reproduzierte er den von Clar geschaffenen Narrativ, er sei ohne Gerichtsverfahren fast zwei Jahre inhaftiert gewesen (ebd. 181). Wie oben ausgeführt, konnte Clar die Einstellung des Verfahrens vor dem Volksgericht mit Hilfe seines Netzwerks nur durch unrichtige Angaben zu Tatsachen erreichen, die er 1994 dann doch teilweise einräumte. Lein führte über Clars Tätigkeit am Balkan aus, dieser habe auf die „*ihm nahegelegte rasche Produktionssteigerungen, die nur durch Raubbau zu erzielen gewesen wären, verzichtet.*" Auch habe Clar „*verhindert, dass beim Rückzuge der Wehrmacht vom Balkan die dortigen Bergbaue durch Sprengung bzw. Flutung zerstört wurden*" (ebd. 182). Mangels Quellenangaben konnte dieser Befund die frühe Forschung von SCHÖNFELD (1976) zur deutschen Rohstoffpolitik in Jugoslawien nicht entkräften: In Hinblick auf den von oben geforderten überdimensionalen Ausbau der Produktionsanlagen in Bor, der die finanzielle Belastungsfähigkeit des Unternehmens bei weitem überstiegen habe, sei bei der forcierten Erhöhung des Ausstoßes auch immer stärker auf eigentlich nicht mehr abbauwürdige Erze zurückgegriffen worden. Außerdem sei nach der Einstellung der Produktion und der Bauarbeiten im September 1944 die Zerstörung der Werke gar nicht vorgesehen gewesen (ebd. 249–251).

Friedrich, Othmar Michael

Anlass der Verleihung: 130-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 8. November 1979, wegen Verhinderung der Teilnahme an der Feier am 12. Juni 1979 (Ronner an Friedrich, 31.10.1979 und Friedrich an Ronner, 14.11.1979, Zl. 2364[1]/1979, AGBA, Amtsarchiv).
Begründung für die Verleihung (wurde ursprünglich nicht veröffentlicht): „*Zu seinen Verdiensten gehören nicht nur Forschung und Lehre (Montanhochschule bzw. -Universität Leoben) im Bereich der Lagerstätten, sondern auch der Aufbau eines umfangreichen Lagerstättenarchivs der gesamten Ostalpen. Weiters geht auch die Gründung der Zeitschrift ‚Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostal-*

Abb. 7.
Othmar Michael Friedrich, undatiert (Archiv der Montanuniversität Leoben).

pen' im Jahr 1963 auf seine Person zurück. Diese Reihe findet seit 1982 als ‚Archiv für Lagerstättenforschung' eine Fortführung an der Geologischen Bundesanstalt" (HOFMANN, 1999: 396).

Othmar Michael Friedrich (Abb. 7) wurde am 18. Dezember 1902 in Graz geboren, wo er die Staatsrealschule besuchte und an der Fakultät für Chemie der TH Graz studierte. Ab 1927 war er wissenschaftliche Hilfskraft und promovierte 1929 mit der Arbeit „Die Siderit-Eisenglimmerlagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten". An der Fakultät war er ab Oktober 1931 außerordentlicher Assistent. Mit der Arbeit „Zur Kenntnis der Erzlagerstätte von Lamprechtsberg, eine alte pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen" erhielt er 1933 die Lehrbefugnis für das Fachgebiet Mineralogie und Lagerstättenlehre mit besonderer Berücksichtigung der Erzmikroskopie (Zl. 36.747-I/2/33, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Im Oktober 1932 trat er über den Steirischen Heimatschutz der NSDAP bei und erhielt die Mitgliedsnummer 1,304.389 (Institut für Zeitgeschichte der Universität Wien, NSDAP-Ortsgruppenkartei, in Folge: IfZ, OGK, F-0006; Polizeikommissariat Leoben, Kriminalpolizei, Beurteilung, 10.03.1948, Zl. 2374/48/Fr., StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich). Nach der Zusammenlegung der Montanistischen Hochschule Leoben und der Technischen Hochschule Graz nach dem Juliputsch 1934, die eine letztlich wenig wirksame Maßnahme zur Überwachung der nationalsozialistischen Umtriebe in diesen Organisationen sein sollte, wurde Friedrich im März 1936 Assistent von Ernst Bierbrauer am Institut für Aufbereitung und Veredelung in Leoben (Zl. 6.490-I/2/36, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Schon im November des gleichen Jahres übersiedelte er in das Deutsche Reich, wurde Mitarbeiter der Lagerstättenkundlichen Forschungsstelle in Leipzig bzw. Freiberg/Sachsen und arbeitete im Sinne des deutschen Vierjahresplanes. In Leipzig stand er unter anderem mit dem nach Berlin geflüchteten Erich Haberfelner wegen österreichischer Erzlagerstätten in Kontakt. Es gebe noch „*eine Menge auszusprechen, auch hinsichtlich der Heimat*" schrieb er an Haberfelner, darunter wären „*auch Dinge, die sich schlecht schreiben*" ließen, da „*Vieles noch im werden*" sei (Haberfelner an Friedrich 04.06.1937, AGBA, Friedrich-Archiv, 65.022; Friedrich an Haberfelner, 09.06.1937, AGBA, Friedrich-Archiv, 65.023). Von Deutschland aus kollaborierte Friedrich mit der Lagerstättenforschungsstelle in Leoben unter Robert Müller (1897–1951) und Armin Dadieu (1901–1978). Gemeinsam mit Artur Winkler-Hermaden hielten Friedrich und Dadieu eine eingehende Aussprache über Ziel und Organisation der Untersuchung österreichischer Lagerstätten ab. Beabsichtigt waren etwa montangeologische Erhebungen im Gebiet von Schlaining im Burgenland und in den Bergbauen von Hüttenberg und Bleiberg in Kärnten (DANNER, 2015: 19–20).

Das Fakultätskollegium der Montanistischen Fakultät in Leoben hatte im Juni 1937 einstimmig den Beschluss gefasst, für den zur Errichtung beantragten ordentlichen Lehrstuhl für Mineralogie und Gesteinskunde Friedrich vorzuschlagen (Dekanat der Fakultät für Montanwesen, Technische und Montanistische Hochschule Graz-Leoben an BMU, Zl. 1088-1937, 05.06.1937, Durchschrift in Zl. IV-2b/3867/40, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Im Oktober 1937 kehrte er wieder nach Leoben zurück, wo er – vorerst als Supplent – weiter für die Interessen des Deutschen Reichs arbeitete. Müller zufolge war Friedrich in der „*illegalen Bodenforschungsstelle der Montanistischen Hochschule leitend tätig.*" Diese Stelle, so Müller weiter, „*arbeitete im direkten Auftrag des Herrn Generalfeldmarschall Göring an der Erschließung der Bodenschätze der Ostmark.*" Friedrich habe „*das persönliche Vertrauen*" Görings genossen, der ihn nach dem „Anschluss" bei seiner Reise durch Österreich (Abb. 8) als geologischen Berater mitnahm (Dozentenbundführer Robert Müller an den Reichsdozentenbundführer Schultze, Abschrift, o.D., ebd.).

Seine Ernennung zum Ordinarius in Leoben verzögerte sich durch den „Anschluss". Friedrich musste bis Anfang 1940 supplieren. Er hatte Angebote der Reichsstelle für Bodenforschung erhalten, drängte auf eine Entscheidung bezüglich der Professur und gab seinen Entschluss bekannt, nur noch bis Mitte Jänner 1940 zuzuwarten. Sollte bis dahin keine Entscheidung getroffen sein, fühle er sich der Hochschule gegenüber nicht mehr verpflichtet. Auch lehnte er die Übernahme einer allfälligen weiteren Supplierung ab (Aktenvermerk, IV/2b/356.309/39, ebd.). Anfang Jänner 1940 wurde er dann von Hitler zum ordentlichen Professor mit Wirkung 1. Dezember 1939 ernannt (Reichsminister für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung an Reichskommissar für die Wiedervereinigung Österreichs mit dem Deutschen Reich, Ministerium

Abb. 8.
Görings Ankunft in Leoben, 1938 (MuseumsCenter Leoben/Stadtarchiv).

für innere und kulturelle Angelegenheiten, 02.01.1940, WP 3834 b, erliegt ebd.). Nach dem „Anschluss" übernahm er zudem die Leitung eines Referates mit der sperrigen Bezeichnung „Reichsstelle für Bodenforschung, Zweig Ostmark, Abteilung Lagerstätten; Leoben, montanistische Hochschule" (Danner, 2015: 74). Für die Reichsstelle bzw. das Reichsamt für Bodenforschung leitete er von 1938 bis 1941 Aufschlussarbeiten, so etwa Rabant, Dellach, Pusterwald, Schellgaden und Gratlspitz (Friedrich an Ronner, 23.05.1979, Zl. 1030/2/1979, AGBA, Amtsarchiv). Die Bedeutung des Leobener Referates nahm jedoch zunehmend ab, da Friedrich zufolge, nach den deutschen Eroberungen in Südosteuropa, das Interesse der Reichsstelle für Bodenforschung in Berlin an den ostalpinen Lagerstätten zurückging. Etwa 1941 kam es zur Lösung aller Beziehungen des Referates mit der Berliner Reichsstelle (Danner, 2015: 74). Ab Winter 1941/42 begann Friedrich eine eingehende Lagerstättenaufnahme der Talkbergbaue am Rabenwald, die er erst im April 1945 abschloss (Friedrich an Ronner, 23.05.1979, Zl. 1030/2/1979, AGBA, Amtsarchiv). Er blieb „*für kriegswichtige Bergbaubetriebe dauernd beschäftigt*" und klagte gegenüber dem SS-Wirtschafts- und Verwaltungshauptamt, er könne „*diesen Anforderungen kaum nachkommen*" (ebd.).

Trotz des Krieges wollte Friedrich sich das Skifahren nicht nehmen lassen (Friedrich an SS-Sturmbannführer Schmidt-Klevenow, 16.10.1943, BArch, R/9361/VI/750). Er richtete im November 1942 ein Schreiben an den Deutschen Alpenverein, in dem er die Widerrufung eines erlassenen Verbotes des Skifahrens in der Steiermark forderte. Diese Kritik brachte ihm ein Verfahren vor dem NSDAP-Parteigericht ein. Er habe damit an der Anordnung des Reichsstatthalters und Gauleiters Sigfried Uiberreither (1908–1984) „*nicht nur eine unsachliche Kritik geübt, sondern auch die Partei auf das schärfste angegriffen*" (NSDAP Gaugericht Steiermark an Friedrich, 17.12.1942, Kopie, StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich). Der Leiter der Parteikanzlei Martin Bormann (1900–1945) sprach zwar eine strenge Verwarnung aus, Friedrich blieb aber Mitglied der NSDAP (Bormann an Friedrich, Kopie, 13.11.1943, ebd.). Es gibt in den NS-Akten keinerlei Hinweise, dass diese Kritik ihn „*fast auch in ein Konzentrationslager brachte*", wie es in biografischen Verklärungen später behauptet wurde (Haditsch, 1992: 376). Bis Kriegsende setzte sich Friedrich fachlich für das NS-Regime ein, beispielsweise bearbeitete er ab Oktober 1944 die Lagerstätte Schneeberg bei Sterzing und erhielt den Forschungsauftrag „Sinterdolomit". Das Gauamt für Technik sowie das Heeresbauamt Graz zogen ihn zur Beratung bei, etwa bei der Anlage von Luftschutzstollen oder Industrieverlagerungen. Im Jahr 1944 beteiligte sich Friedrich an elf solcher Bauvorhaben (Friedrich an Beurlen, 17.01.1945, AGBA, Friedrich Archiv, 76.035). Bis zum Zusammenbruch der NS-Diktatur blieb er Professor der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Montanistischen Hochschule Leoben. Die Forschung zur Leobener Hochschule ist in Hinblick auf den Nationalsozialismus und dessen Folgen noch sehr lückenhaft. Der Verband Sozialistischer StudentInnen Österreichs, Sektion Leoben (2017) legte eine Broschüre vor, die unter anderem, mit 86 Prozent NSDAP-Mitgliedern, für die „*Leobner Hochschüler den höchsten Organisationsgrad an den österreichischen Universitäten*" feststellte (ebd. 7). Anfang 2018 wurde durch den Rektor der Leobener Universität, Wilfried Eichlseder, bekannt, die Universität habe „*schon vor längerem eine Historiker-Kommission einberufen, die dunkle Flecken in der Vergangenheit der Montan-Uni aufzeigen und durchleuchten soll*" (Austria Presse Agentur, 2018). Forschungsergebnisse dieser Kommission sind bisher nicht veröffentlicht worden.

Als Nationalsozialist wurde Friedrich nach dem Ende des NS-Regimes an der Montanistischen Hochschule enthoben. Stellvertretend für „*verhinderte Personen*" war er nach Kriegsende Betriebsleiter zweier Bergbaue (Friedrich an Ronner, 23.05.1979, Zl. 1030/2/1979, AGBA, Amtsarchiv). Anfang Juni 1945 wurde er in einem Zeitungsartikel erwähnt, der sich auf Basis von einem aufgefundenen „*Dokument des Verrats*" mit der Auslieferung von Rohstoffdaten an das Deutsche Reich vor dem „Anschluss" befasste. Die genannten Personen seien „*schamlos genug*" gewesen, „*das Material, das ihnen die österreichische Hochschule zu Lehr- und Forschungszwecken zur Verfügung stellte, Hitler zur Vorbereitung seiner Raubzüge auszuliefern.*" Vielleicht kokettiere, so der Artikel weiter, „*mancher dieser Herren jetzt noch damit, durch einen geschickten Trick seine Illegalität abzustreifen und nunmehr den Harmlosen zu spielen. Vielleicht hat er schon seinen Bekannten weisgemacht, dass er nie illegal war und den Nazismus immer ablehnte*" („Grazer Volkszeitung", 06.06.1945: 1). Bei Friedrich war genau dies der Fall. Im August 1945 registrierte er sich nach dem Verbotsgesetz als Nationalsozialist, reichte zeitgleich ein Ansuchen um Ausnahme von der Registrierung ein und präsentierte sich als „*scharfer Gegner der NSDAP*". Er behauptete, dass er sich nach dem Parteiverbot von der NSDAP zurückgezogen hätte und dass er auf eine „*Liste der Abtrünnigen*" gekommen sei, da er keine Beiträge mehr bezahlte. Seine Ernennung zum Professor hätte sich bis Februar 1940 verzögert, weil er „*Schwierigkeiten und Anfeindungen zu überwinden*" gehabt hätte und im Zuge des Parteigerichtsverfahrens sei er nur knapp einem KZ entgangen (Ansuchen um Erlassung der Registrierung als Mitglied der ehemaligen NSDAP, 21.08.1945, StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich). Einige Wochen später legte Friedrich nach. Er habe sich für Egon Krajicek (1908–1991) eingesetzt, den er in NS-Diktion als „*Mischling 2. Grades*" beschrieb. Er habe zudem die Ehefrau des NS-Gegners J. Krischan (vermutlich Josef Krischan, 1904–?) angestellt und für die Ehefrau eines hingerichteten Widerstandskämpfers (vermutlich Johann König, 1900–1942) interveniert. Weiters habe er sich für einen Studierenden „*Mischling 1. Grades*", eingesetzt, verschiedene kritische Eingaben gemacht, etwa die bereits erwähnte bezüglich des Skilaufs (Beilage zum Ansuchen um Erlassung der Registrierung, 23.10.1945, StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich). Bei Hubmann et al. (2017: 75) finden sich keine Hinweise auf eine NS-Verfolgung Krajiceks. Auch die üblichen Persilscheine legte Friedrich im Entnazifizierungsverfahren nicht vor. Für die durch die drei anerkannten Parteien gebildete Leobener Kommission waren die von ihm angegebene Gründe für eine Ausnahme von der Registrierung nicht ausreichend. Er blieb in der Liste der Nationalsozialisten verzeichnet (Beilage zum Ansuchen um Erlassung der Registrierung, 23.10.1945, StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich).

Bei der Sonderkommission I. Instanz hingegen, die über die Aufnahme des enthobenen Professors in die neuge-

bildeten Personalstände der wieder entstandenen Republik zu entscheiden hatte, fanden seine Entlastungsargumente Anklang. In ihrer Erkenntnis vom November 1946 übernahm die Kommission alle seine Angaben, sogar die Behauptung, dass Friedrichs Aufnahme in die NSDAP infolge des Parteiverbotes nicht durchgeführt worden sei (Erkenntnis der Sonderkommission I. Instanz beim BMU, 03.11.1946, Zl. 579/SK/46, in BMU, Zl. 47.979-III/9/46, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Wie schon bei der NS-Registrierung hatte Friedrich seine niedrige Mitgliedsnummer in dem dafür vorgesehenen Feld des Personenstandesblattes im Unterrichtsministerium vorsorglich nicht angegeben (Personenstandesblatt, 15.06.1946, in BMU, Zl. 38.425/III-9/49, ebd.). Er wurde im Lehramt belassen und 1947 bereits im Jahrbuch der Hochschülerschaft als ordentlicher Professor geführt (Pressereferat der Österreichischen Hochschulen, 1947: 85). Die beiden Beisitzer der Kommission, Hans Gerstinger (1885–1971) und Rektor Franz Platzer (1894–1961), hatten ihre Professuren selbst während der NS-Zeit erhalten. Platzer schrieb 1946, dass die Leitung der Montanhochschule der Überzeugung gewesen sei, dass „*Anschuldigungen und Verfügungen, auf den speziellen Rahmen unserer Schule bezogen, keine sinngemäße Anwendung finden dürfen und dass eine restlose Durchführung mancher Verordnung unübersehbare Nachteile für die Hochschule nach sich gezogen hätte*“ (Weingand, 1995: 94). Die kommunistische Zeitung „Volksstimme“ (04.01.1946: 3) hatte bereits Anfang 1946 die Zustände an der Montanhochschule beklagt. Der „*nazifreundliche Rektor*“ Platzer habe alle belasteten Parteigenossen zum Studium weiter zugelassen, aber dafür die Wiederzulassung eines 1938 aus der NSDAP ausgetretenen Studierenden abgelehnt. Erst auf Druck des zuständigen Offiziers der britischen Besatzungsmacht habe Platzer fünf „*schwerbelasteten illegalen SS-Leuten*“ die Lehrbefugnis entzogen. Bei dieser Einstellung des Rektors sei es nicht verwunderlich, dass sich alle „*ehemaligen Naziprofessoren*“ noch im Amt befänden.

Trotz seiner Rehabilitierung an der Hochschule war Friedrich weiterhin als minderbelasteter Nationalsozialist registriert. Mit Bezug zur Erkenntnis der Sonderkommission richtete er nun an Bundespräsident Karl Renner (1879–1950) ein Nachsichtsgesuch zur Ausnahme von den Sühnefolgen (Friedrich an Renner, 29.09.1947, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Der Leobener Bürgermeister Gottfried Heindler (1879–1966) sprach sich gegen die Ausnahme Friedrichs aus. Diese läge nicht im öffentlichen Interesse. Umstände, die eine besondere Berücksichtigung rechtfertigen würden, seien nicht bekannt und es könne bisher nicht gesagt werden, dass Friedrich sich positiv zur Republik Österreich eingestellt hätte (Stadtamt Leoben an Bezirkshauptmannschaft Leoben, 19.04.1948, Zl. I-022-00, StLA, BH Leoben, Registrierung Gruppe 14/II: Othmar Michael Friedrich). Der Bezirkshauptmannschaft Leoben wurde erst 1948, nach Ermittlungen des Polizeikommissariats Leoben durch Einsichtnahme in den Personalakt an der Hochschule sowie in eine aufgefundene Karteikarte, Friedrichs niedrige NSDAP-Mitgliedsnummer bekannt. Entgegen Friedrichs früherer Meldung wurde diese Nummer nun in der Registrierungsliste nachgetragen (Bezirkshauptmannschaft Leoben, Registrierungsbehörde, Bescheid, Zl. 20 Fi 11/4, 20.04.1948, ebd.). Sein Ansuchen um Ausnahme von den Sühnefolgen wurde hinfällig, da er Ende 1948 unter die Minderbelastetenamnestie fiel (Amt der Steiermärkischen Landesregierung an Bezirkshauptmannschaft Leoben, 30.11.1948, ebd.). Im August 1949 ernannte ihn ihn Bundespräsident Renner zum außerordentlichen Professor und verlieh ihm den Titel eines ordentlichen Professors, da im Dienstpostenplan lediglich eine außerordentliche Lehrkanzel vorgesehen war. Am 20. April 1953 erfolgte die Ernennung zum ordentlichen Professor für Mineralogie und Gesteinskunde (BMU, Zl. 42.322-I/3-53, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar).

Da Friedrichs Verhältnis zur GBA als durchaus angespannt bezeichnet werden kann, soll sein Konflikt mit der Anstalt in Hinblick auf die spätere Verleihung der Haidinger-Medaille kurz umrissen werden. Schon zur Zeit der Wiener Anstalt als Zweigstelle des Berliner Reichsamtes für Bodenforschung urgierte Friedrich eine nicht erledigte Anfrage harsch: Er könne sich „*wohl die primitivste Höflichkeit erwarten, die darin besteht, dass die allfällige Nichterfüllbarkeit eines Auftrages kurz mitgeteilt wird. Oder ist auch dies vom Reichsamt zu viel verlangt?*“ (Friedrich an Reichsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 03.03.1944, Zl. 890/1944, AGBA, Amtsarchiv). In den 1960er Jahren erreichte der Konflikt seinen Höhepunkt. Friedrich, der seiner Ansicht nach in seinem „*reichen wissenschaftlichen Wirken eine Reihe von anerkannten Großleistungen geschaffen*“ habe, sah seine „*bahnbrechenden Lagerstättenforschungen*“ nicht ausreichend gewürdigt. Er führte den sich zuspitzenden Konflikt zwischen ihm und der GBA auf das Verschweigen seiner Grundlagenforschung in der Karte von Niederösterreich zurück (Friedrich an das Rektorat der Montanistischen Hochschule Leoben, 12.02.1964, erliegt in Zl. 37.005-I/3/64, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Der Konflikt eskalierte, als Friedrich in seiner ab 1963 im Eigenverlag erschienenen Zeitschrift „Archiv für Lagerstättenforschung“ die Bundesanstalt öffentlich kritisierte, nachdem er bereits zuvor Angriffe auf hektographierten Blättern in Umlauf gesetzt hatte (Küpper an BMU, 02.12.1963, GBA Zl. 1758/1963 in 118.964-3/63, ebd.). Die Republik Österreich bezeichnete er nur unter Anführungszeichen gesetzt als „*demokratisches Gebilde*“. Doch dies war gar nicht der Stein des Anstoßes, sondern Friedrichs Kritik, dass der Staat keine Aufschlussarbeiten vornehme, da „*die Staatsbeamten zumeist ja nach Parteiproporz angestellt, nach Dienstalter und Zugehörigkeit zu Parteigliederungen bezahlt, aber nicht nach Fähigkeiten und Tüchtigkeit entlohnt werden.*“ Zudem warf er dem ehemaligen Chefgeologen Heinrich Beck (1880–1979) in Bezug auf seine Kartierungsarbeit in der Kreuzeckgruppe in den 1930er Jahren vor, dass ihm „*die Steuerzahler durch viele Jahre hindurch einen gut bezahlten Gebirgsaufenthalt ermöglicht haben, der nicht durch eine entsprechende Gegenleistung (geologische Karte) abgegolten erscheint*“ (Friedrich, 1964a: 7, 217).

GBA-Direktor Heinrich Küpper beschwerte sich beim BMU. Es sei nicht einzusehen, „*warum ausschließlich dem Staat die Verpflichtung zufallen solle, risikoreiche Aufschlussarbeiten aus Steuergeldern zu tragen.*“ Zudem sei es unrichtig, dass Beck keine geologische Karte erstellt habe (Becks geologische Karte der Kreuzeckgruppe 1:50.000 befindet sich in der GBA-Kartensammlung unter der Signatur A 03863-km). Küpper sah die „*Ehre des Bundesbeamten im allgemeinen sowie eines Beamten der Geologischen Bundesanstalt im besonderen*“ herabgesetzt und

schlug dem Ministerium Schritte vor, Friedrich zur schriftlichen Zurücknahme der Äußerungen zu bewegen (Küpper an BMU, 02.12.1963, GBA Zl. 1758/1963 in 118.964-3/63, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Eine Interpretation von Thomas Hofmann des fachlichen Hintergrundes der Auseinandersetzung ist, dass Friedrich nicht mit den modernen und an der GBA bereits praktizierten Forschungsmethoden mithalten konnte (HOLZER, 1958, freundlicher Hinweis von Hofmann). Das BMU, wo Friedrich bereits „*als schwierig und aggressiv bekannt*“ war, veranlasste Friedrich über das Rektorat der Montanhochschule zu einer Stellungnahme (Zl. 109.888-I/3/67, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Friedrich wies seine 1951 erfolgte Ernennung zum Korrespondenten der GBA zurück und teilte mit, er „*sende das betreffende Dekret – da es wegen seines steifen Papiers zu einer anderweitigen Benützung ungeeignet ist – zurück, nachdem es entwertet wurde*“ (Friedrich an GBA, 22.07.1964, Kopie in Zl. 37.005-I/3/64, ebd.). Seine Aussagen nahm er hingegen nicht zurück, sondern legte im „Archiv für Lagerstättenforschung“ noch nach: Die GBA sei „*nicht in der Lage oder willens*“, seines Erachtens fehlende, aber dringend erforderliche Kartenblätter herauszugeben. Man müsse dankbar sein, dass „*ausländische Institute in einer Art ‚Entwicklungshilfe für (geistig) unterentwickelte Gebiete‘ (um in der heute üblichen Sprache zu reden) eingesprungen*“ seien (FRIEDRICH, 1964b: 124). Friedrich bezog sich dabei auf die Beiträge von Reinout Willem van Bemmelen (1904–1983) (VAN BEMMELEN, 1957, 1961). Küpper entgegnete gegenüber dem BMU, die Äußerungen entsprächen nicht der „*Würde eines österreichischen Hochschullehrers*“ und es sei beim Programm der Herausgabe nicht möglich, „*die Wünsche eines Leobener Mineralienkabinettes in Details zu berücksichtigen*“ (Küpper an BMU, 02.10.1964, GBA Zl. 1376/64 in 37.005-I-3/64, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar).

Der öffentlich ausgetragene Konflikt flaute erst ab, als das Ministerium Friedrich ein Disziplinarverfahren androhte (Sektionschef Franz Hoyer an Rektor Karl Trutnovsky, 29.10.1964, Konzept, Zl. 37.005-I/3/64, ebd.). Sein Verhältnis zur GBA dürfte sich erst in der Direktionszeit Felix Ronners verbessert haben. Friedrich war im Ausschuss der TH Graz für Ronners Habilitation gewesen (Zl. 109.680-3/61, ebd.). Die von Friedrich 1963 gegründete Zeitschrift „Archiv für Lagerstättenforschung“ war seit seiner Emeritierung 1973 unterbrochen. Der nachfolgende Institutsvorstand habe, so Friedrich „*an einer solchen, viel Mühe und auch Kosten verursachenden Zeitschrift kein Interesse*“ gehabt (Zl. 1030/1/1979, AGBA, Amtsarchiv). Die GBA übernahm vom Verlag „Institut für Mineralogie und Gesteinskunde, Montanuniversität Leoben“ alle Rechte für die Zeitschrift und führte sie 1982 fort.

Im Handbuch des Österreichischen Rechtsextremismus (DOKUMENTATIONSARCHIV DES ÖSTERREICHISCHEN WIDERSTANDES, 1996: 323–324) wird Friedrich mehrmals erwähnt, und zwar unter anderem als Referent bei der Arbeitsgemeinschaft für demokratische Politik in Wien, in deren Zeitschriften sich immer wieder Beiträge mit neonazistischer und „*revisionistischer*“ Tendenz fanden (1973), als zweiter Präsident der „Deutschen Kulturgemeinschaft“ (1977), als Sprecher des Aktionskomitee zur Rettung der neonazistischen Zeitschrift „Sieg“ (1978) oder als Mitunterzeichner des Aufrufs für eine Generalamnestie für NS-Verbrechen in der rechtsextremen „Deutschen National Zeitung“ (1979).

Abb. 9.
Hetzschrift „Auf dem Stundenplan“, 1978 (Dokumentationsarchiv des Österreichischen Widerstandes).

Deutschnationale und rechtsextreme Positionen flossen in Friedrichs „wissenschaftliches“ Werk ein. Rechtsextremismus ist nach HOLZER (1996) ein ideologisch-politisches Konglomerat, dessen zentrale Idee die Annahme natürlicher Ungleichheit ist. In dem Band „Boden, Bodenschätze und Völker“ (FRIEDRICH, 1972) ging er auf die „*verschiedenen Menschenrassen und ihre Eigenheiten*“ ein (ebd. 5). Er stellte in den Raum, dass negative menschliche Eigenschaften an der „*Beimischung maurischen Blutes*“ (ebd. 63) bzw. an einem „*arabischen Bluteinschlag*“ lägen (ebd. 92). Den deutschen Kolonialismus bezeichnete er als die Politik seines „*Vaterlandes“* (ebd. 15). Er zitierte die rechtsextremen Zeitschriften „Mut“ (ebd. 96) und „Kommentare zum Zeitgeschehen“ (ebd. 98) sowie die zwei Autoren Jacques de Mahieu (1915–1990) und durchgehend Jürgen Spanuth (1907–1998) des rechtsextremen Grabert-Verlags. Den Holocaust versuchte er mit der Gleichsetzung der spanischen Conquista aufzurechnen (ebd. 63) und rechtfertigte das rassistische Unrechtsregime des südafrikanischen Apartheidstaates: „*Für primitive Hilfsarbeiten haben sie Neger mühsam angelernt und abgerichtet und sie damit mit der höheren Kultur bekannt gemacht.*“ Unter den „*Farbigen*“ gebe es nur „*ab und zu auch intelligente Menschen*“ (ebd. 99). Außerdem sprach er von der „*Entartung der ‚modernen‘ Kunst*“ (ebd. 103). Dieser Begriff hatte in der Zeit des Nationalsozialismus bekanntlich Hochkonjunktur.

In der Zeit zwischen Mitte Mai und Mitte Juni und im Dezember 1978 verbreitete Friedrich gemeinsam mit dem Rechtsextremisten Walter Ochensberger (geb. 1942) in Hörbranz, Lochau und Leoben die Zeitschrift „Aktuell-Jugend-Pressedienst“ (Abb. 9). Die Zeitschrift enthielt den von Friedrich verfassten Artikel „Psychologische Kriegsführung“. Darin wurde der Holocaust in Frage gestellt und verharmlost: „*Die Zahl von angeblich 6 Millionen in den KZ‘s ermordeten Juden ist eine infame Lüge.*“ Es seien nur „*200 000 bis 300 000 Juden aus rassischen Gründen umgekommen.*“ Zudem führte Friedrich aus, die nächsten Kriege würden „*keine Kämpfe von Mann zu Mann sein, sondern der jüdischen Denkweise entsprechend die Massenvernichtung ganzer Völker von einem Schreibtisch aus.*“

Es bestünde, so Friedrich, vor allem die Hoffnung „*unser deutsches Volk*“ auszurotten. Im Artikel „Letzte Meldung“ der Zeitschrift wurde der Holocaust geleugnet und behauptet, dass Gaskammern in deutschen Konzentrationslagern nur eine Erfindung der (alliierten) Kriegspropaganda gewesen seien (Staatsanwaltschaft Feldkirch, Strafantrag, 31.03.1980, Zl. 10.819/1-13/84, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar).

Im folgenden Jahr erhielt Friedrich die Haidinger-Medaille verliehen. Offenbar kam es bei der Vergabe der Medaille zu einer Junktimierung mit der Übernahme des sogenannten Friedrich-Archivs durch die GBA. Laut dem ehemaligen GBA-Mitarbeiter Herbert Pirkl gab es einen direkten Zusammenhang mit der Medaillen-Verleihung und der Übergabe von Friedrichs persönlichem Archiv an die GBA. In der Sitzung zur Auswahl der Kandidaten für die Medaille habe es bei den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der GBA eine breite Ablehnung gegen Friedrich gegeben. Es sei eine „*ziemlich heftige Diskussion*“ gewesen, so Pirkl. Direktor Ronner habe Friedrich als Preisträger letztlich „*durchgedrückt*“, mit dem Argument der Archiv-Übergabe (E-Mail von Herbert Pirkl an Albert Schedl, 16.07.2020, Kopie im Besitz des Verfassers). Das Friedrich-Archiv ist nach Schedl et al. (2006) eines der umfangreichsten montanwissenschaftlichen Privatarchive auf dem Gebiet der Rohstoffforschung in Österreich.

Die Staatsanwaltschaft Feldkirch stellte im März 1980 einen Strafantrag wegen des Verdachtes nach § 283 des Strafgesetzbuches (Verhetzung) (Staatsanwaltschaft Feldkirch, Strafantrag, 31.03.1980, 1 St 2602/78 in Zl. 10.819/1-13/84, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Friedrich Othmar). Nach der Einleitung des Strafverfahrens sollte die Hauptverhandlung am 20. Mai 1981 in Feldkirch stattfinden. Friedrich erschien jedoch nicht vor Gericht und teilte mit, er sei auf einer Forschungsreise im „*hohen Norden*“ (Landesgericht Feldkirch an Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, in Folge: BMWF, 20.05.1981, 21b E Vr 1323/78 in Zl. 10.819/1-13/84, ebd.). Am 28. Oktober 1982 wurde er mit Urteil des Kreisgerichtes Leoben freigesprochen (Kreisgericht Leoben an BMWF, 02.05.1984, 10 Evr 760/82 [103] in Zl. 10.819/1-13/84, ebd.). Auf Anregung der Abteilung I/3 des BMWF unterblieb das übliche Glückwunschtelegramm durch Bundesministerin Hertha Firnberg (1909–1994) anlässlich des 80. Geburtstages von Friedrich im Dezember 1982 (Information für die Frau Bundesminister, 24.11.1982 und die handschriftliche Anmerkung vom 25.11.1982, Zl. 10.819/1-13/84, ebd.). Gegen den Freispruch Friedrichs erhob die Staatsanwaltschaft Leoben Berufung und er wurde mit Urteil des Oberlandesgerichtes Graz als Berufungsgericht vom 18. April 1984 rechtskräftig zu einer Geldstrafe von 30.000 Schilling verurteilt, wobei die Strafe unter Festsetzung einer dreijährigen Probezeit bedingt nachgesehen wurde (Kreisgericht Leoben an BMWF, 02.05.1984, 10 Evr 760/82 (103) in Zl. 10.819/1-13/81, ebd.). Das BMWF nahm das Urteil zur Kenntnis, unterließ aber disziplinarrechtliche Maßnahmen für den Beamten im Ruhestand „*im Hinblick auf das Lebensalter des Verurteilten*“ (Einlaufstück Zl. 10.819/1-13/81, ebd.).

Die GBA ehrte Friedrich 1989 mit einem Festband der von ihm selbst gegründeten Zeitschrift „Archiv für Lagerstättenforschung“ (Geologische Bundesanstalt, 1989). Im selben Jahr war Friedrich Mitunterzeichner eines Aufrufes, der unter anderem in der neonazistischen Zeitschrift „Sieg“ veröffentlicht wurde. Darin wurde kritisiert, dass Österreicherinnen und Österreicher, „*die nicht bereit sind, zeitgeschichtliche Ereignisse, die schon bald 50 Jahre zurückliegen, nur durch die Brille der alliierten Kriegspropaganda zu betrachten*“, von den Behörden vor Gericht gestellt und auch zu Geldstrafen verurteilt würden (Dokumentationsarchiv des Österreichischen Widerstandes, 1996: 324). Friedrich verstarb am 12. Mai 1991. Für Johann Georg Haditsch (1934–2013), der mehrere Nachrufe verfasste, war Friedrich „*ein Mann lauteren Charakters*“ gewesen, „*der auch durch sein unerschrockenes Eintreten für das von ihm als wahr und human Erkannte ein nachahmenswertes Vorbild bleiben wird*“ (Haditsch, 1992: 376).

Horninger, Georg

Anlass der Verleihung: 135-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. November 1985.
Begründung für die Verleihung: Baugeologe, „*der nicht nur bei der Planung und Ausführung alpiner Speicherkraftwerke (Kaprun, Reißeck) große Erfahrungen gesammelt, sondern der sich auch schon früh mit Großhangbewegungen im alpinen Raum beschäftigt hatte*“ (Hofmann, 1999: 397; vgl. auch Pirkl, 1986a).

Georg Horninger (Abb. 10) wurde am 5. Oktober 1910 in Salzburg geboren. Er studierte Naturgeschichte und Physik und erwarb in Innsbruck das Lehramt für Mittelschulen. Mit einer Dissertation über den Schärdinger Granit promovierte er 1934 an der Universität Wien. Dem Probejahr am Realgymnasium Salzburg folgte eine mehrjährige nichtfachliche Tätigkeit (Tentschert, 1998; Antrag auf Ernennung zum ordentlichen Hochschulprofessor, undatiert, Zl. 169.859-3/71, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Horninger Georg). Er fand eine Anstellung bei den städtischen E-Werken in Salzburg und trat eigenen Angaben zufolge 1935 der nationalsozialistischen Betriebszelle der E-Werke sowie der NSDAP bei. Am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Breslau (Wrocław, Polen) erhielt er eine außerplanmäßige Assistentenstelle, die er zwei Tage vor dem „Anschluss“ Österreichs antrat. In Breslau wurde er im Mai 1938 Mitglied der Nationalsozialistischen Volkswohlfahrt und im Oktober im NS-Dozentenbund (Personal-Fragebogen, 14.11.1938, BArch, R 9361-II/443868). Durch Horningers Übersiedlung nach Breslau kurz vor dem „Anschluss“ war kurzzeitig unklar, welche Ortsgruppe für den Österreicher zuständig war. Zur Klärung seiner NSDAP-Mitgliedschaft wandte sich Horninger daher direkt an den Reichsstatthalter und Wiener Gauleiter Josef Bürckel (Horninger an Amt des Beauftragten des Führers im Lande Österreich, 14.11.1938, ebd.). Nach Bestätigung der illegalen NS-Betätigung durch den NS-Betriebsobmann der Salzburger E-Werke erhielt Horninger im Februar 1939 die Mitgliedskarte mit der Nummer 6,199.728 zugestellt (Reichsamtsleiter Ludwig Meiler an Horninger, 18.02.1939, ebd.). Horninger war mit der Lehrerin und Petrographin Margarete Siller (1914–?) verheiratet, die ab 1942 Verwalterin einer Assistentenstelle am Petrographischen Institut der Universität Wien unter Arthur Marchet (1892–1980) war (Korotin, 2016: 1380).

Anfang Dezember 1940 zur Wehrmacht eingezogen, wurde er zuerst in Polen bei einem Infanterie-Ersatz-Bataillon

Abb. 10.
Georg Horninger, 1978 (GBA).

in Tarnowitz (Tarnowskie Góry) und von Dezember 1940 bis April 1941 bei einer Wehrkreis Auskunftsstelle in Kattowitz (Katowice) eingesetzt. Nach dem deutschen Überfall auf Russland kam er dort zu einem Feldtruppenteil, wurde verwundet und im Juni 1942 zum Wehrgeologenstab Wannsee versetzt. Von dort kam er 1943 zu den Festungspionieren nach Avignon und nach Dinan in Frankreich und wurde nach HÄUSLER (1995: 22) beim Bau des „*Atlantikwalles*" eingesetzt. Im August 1944 geriet er in Gefangenschaft (Georg Horninger, Ergänzende Erläuterungen zu den Angaben auf Beiblatt B, 17.08.1971, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Horninger Georg). Aus der Kriegsgefangenschaft kehrte er im Juni 1946 nach Wien zurück und registrierte sich als Nationalsozialist. Seine Tätigkeit in der NS-Betriebszelle ab 1935 verschwieg er, genauso wie die Anerkennung als Illegaler. Die NSDAP-Mitgliedsnummer, die ein Hinweis darauf gewesen wäre, sei ihm „*nicht mehr in Erinnerung*" (Meldeblatt zur Registrierung der Nationalsozialisten 1945, WStLA, NS-Registrierung Georg Horninger). Da im Innenministerium keine nationalsozialistischen Unterlagen über ihn auflagen, kam er mit seinen Angaben durch. Im Jahr 1947 wurde er als minderbelastet verzeichnet und im Oktober 1949 aus der Registrierungsliste gestrichen (Magistratisches Bezirksamt für den 14. Bezirk an BMI, Abt. 2, 04.12.1946, ebd.; Meldeblatt zur Verzeichnung der Nationalsozialisten 1947, ebd.). Nachdem er 1946 als Hilfsarbeiter in Wien arbeiten musste, ging seine Karriere ab März 1947 wieder bergauf (Antrag auf Ernennung zum ordentlichen Hochschulprofessor, Zl. 169.859-3/71, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Horninger Georg). Er kam zur Firma Geolfugur, einer Nachkriegsgründung, die mit den in Österreich verbliebenen Geräten zur geophysikalischen Erdöl-Prospektion der Firma Seismos (Hannover) ein Unternehmen für praktische Geophysik aufzog. Dort war er zuerst als Geologe und in Folge als selbständiger Leiter eines seismischen Messtrupps beschäftigt. Horningers eigenen Angaben zufolge war mangels einer Planstelle eine Anstellung durch das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft nicht möglich (Georg Horninger, Ergänzende Erläuterungen zu den Angaben auf Beiblatt B, 17.08.1971, ebd.). Das dürfte durch den Abbau des aufgeblähten Beamtenapparates der NS-Zeit im Rahmen der Entnazifizierung bedingt gewesen sein. Bei der Neubildung der Personalstände des öffentlichen Dienstes der wieder entstandenen Republik wurden Opfer des Nationalsozialismus bevorzugt. Belastete Personen wie Horninger, der zudem als Angehöriger der Universität Breslau noch nie im österreichischen Staatsdienst tätig war, sollten beim Abbau der Personalstände zuletzt herangezogen werden (STIEFEL, 1981: 130–131).

In den Geowissenschaften war der Personalmangel unbelasteter Fachkräfte hoch. Für Horninger sei seiner Darstellung zufolge 1948 der Weg gefunden worden, ihn formal als Angestellten der Tauernkraftwerke AG zu führen, in allen Fragen der Aufsichtstätigkeit sei er aber alleine dem Bundesministerium verantwortlich gewesen. Aus dieser Tätigkeit, zuerst nur über die Zeit der Kapruner Talsperre gedacht, habe sich einerseits die Geologentätigkeit im Verbundkonzern und andererseits ein ständiges Mitarbeiterverhältnis zur Obersten Wasserrechtsbehörde entwickelt (Georg Horninger, Ergänzende Erläuterungen zu den Angaben auf Beiblatt B, 17.08.1971, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Horninger Georg). Im Jahr 1954 stieg er zum Leiter der Abteilung Geologie der Österreichischen Elektrizitätswirtschafts-AG (Verbund) auf. Nach TENTSCHERT (1998) war Horninger mit den großen Kraftwerksbauten der Nachkriegszeit, etwa Kaprun, Ybbs-Persenbeug, Ennskraftwerke oder Werksgruppe Malta, „*untrennbar verbunden*". Zudem führte er auch geologische Vorarbeiten für Auslandsprojekte, wie zum Beispiel in Griechenland, Iran, Guatemala und Peru durch. 1962 wurde er Mitglied der Staubeckenkommission und 1971 als Nachfolger von Alois Kieslinger zum Professor für Geologie an die Technische Universität Wien berufen. Da er das 60. Lebensjahr und damit die Altersgrenze bei Berufungen überschritt, war für Horninger eine Ausnahme erforderlich. Seine Emeritierung erfolgte im September 1981 (Zl. 161.967-3/71 und Zl. 16.119/1-13/81, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 20 Horninger Georg). Der Lehrstuhl an der Technik war somit von 1945 bis 1981 stets durch ehemalige Nationalsozialisten besetzt. 1985 erhielt er die Haidinger-Medaille verliehen (Abb. 11). Sein Nachfolger war Friedrich Makovec (1930–2005). Georg Horninger verstarb am 12. September 1998 in Gallspach in Oberösterreich.

Abb. 11.
Georg Horninger bei der Verleihung der Haidinger-Medaille, 12. November 1985 (GBA).

Abb. 12.
Robert Janoschek, 1960 (GBA).

Janoschek, Robert

Anlass der Verleihung: 125-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. September 1975.
Begründung für die Verleihung: „*[…] einer der Pioniere der österreichischen Erdöl- und Erdgasexploration […] stand 36 Jahre lang im Dienst der Rohöl-Gewinnungs-AG (RAG), wo er die meiste Zeit der Geologischen Abteilung als Leiter vorstand. Besondere Verdienste erwarb sich Janoschek um die Kohlenwasserstoffexploration außerhalb des Wiener Beckens*“ (HOFMANN, 1999: 397; vgl. auch JANOSCHEK & SCHARBERT, 1976: A46).

Robert Janoschek (Abb. 12) wurde am 6. Mai 1906 in Wien geboren. Nach dem Schulbesuch in Hietzing studierte er ab 1925/26 an der Universität Wien Geologie und Paläontologie. Zwischen 1931 und 1935 war er als wissenschaftliche Hilfskraft am Geologischen Institut tätig. In seiner 1933 abgeschlossenen Dissertation befasste er sich mit dem Jungtertiär der Landseer Bucht des mittleren Burgenlandes. Seit 1933 war er Vorstandsmitglied der Geologischen Gesellschaft, hatte gemeinsam mit seinem Lehrer Franz Eduard Suess (1867–1941) die Schriftleitung der Mitteilungen der Gesellschaft inne (BRAUMÜLLER, 1986). 1937 brachte er als Schriftleiter alleine die Festschrift zum 70. Geburtstag von Franz Eduard Suess heraus (GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT IN WIEN, 1937). Anfang 1935 verließ Janoschek das Geologische Institut und wurde Assistent von Eugen Jablonski (1892–1975) bei der Firma Socony-Vacuum Oil Company und noch im selben Jahr Chefgeologe der neugegründeten Rohöl-Gewinnungs-AG (RAG) (BRAUMÜLLER, 1986). Die RAG war eine Gemeinschaftsgründung der Socony-Vacuum und der zur Royal Dutch/Shell-Gruppe gehörenden N.V. de Bataafsche Petroleum Maatschappij. Das Ziel der RAG war es, bisher importiertes Rohöl durch Erschließung und Förderung inländischer Lagerstätten zu ersetzen. Die Gesellschaft ging von der Annahme aus, dass die österreichische Wirtschaft ebenso wie die Weltwirtschaft einer Zeit der Expansion entgegengehe und aus diesem Grund mit einem beträchtlichen Ansteigen des Bedarfs an Mineralölprodukten zu rechnen sei. Bereits die ersten Bohrungen der RAG im Jahr 1936 waren erfolgreich. Innerhalb kurzer Zeit erwarb das Unternehmen im Osten Österreichs über 7.000 Freischürfe und reservierte damit den größten Teil des Wiener Beckens für sich (BLACH, 1981: 22–23). Janoschek war an dieser Entwicklung maßgeblich beteiligt. Er hatte den Plan gefasst, entlang des Steinbergbruches auch nördlich und südlich des Steinbergdomes durch geologische Kartierung und Flachbohrungen nach Strukturen zu suchen. Dies führte zur Entdeckung des zweiten und dritten Ölfeldes „RAG-Domung“ und „Gaiselberg“ (BRAUMÜLLER, 1966: 173). Nach dem „Anschluss“ wurde er 1939 in den Vorstand der RAG berufen (ROHÖL-GEWINNUNGS-AG, 2010: 70). Ein Stimmungsbild aus der RAG gibt ein antisemitisches Gedicht einer Krampusfeier des Unternehmens im Jahr 1940:

„So wandre ich von Gau zu Gau
und ess’ am Mittagstisch der NSV [NS-Volkswohlfahrt];
der Krampus seh’ wie dick er ist,
ganz heimlich bei den Juden frisst.

[…]

Der Mensch in seinem Drang nach Wissen
hat öfters schon ganz umgeschmissen,
doch niemals uns im Ernst betrog
Herr Janoschek der Geolog.
Er wandert zünftig seine Bahn
genau nach dem Vierjahresplan,

[…]

Dies alles wird Euch dann beschieden
ist England tot, hat Deutschland Frieden!“

(Krampusfeier der Rohöl-Gewinnungs-AG, 07.12.1940, Reime von Dr. Adler, Dr. Salzer und A. Atzmüller, AGBA, R 18887-R)

Janoschek war weder Mitglied der NSDAP, noch einer Parteigliederung wie SA und SS oder eines angeschlossenen Verbandes. Zwar war mit 1. September 1942 Janoscheks Einsetzung als Mitarbeiter im Amt für Technik der NSDAP-Gauleitung Niederdonau geplant, doch geht eine Annahme dieser Stelle bei der Gauleitung aus den überlieferten Akten nicht hervor. Nach den Ermittlungen der Kreisleitung II wäre Janoscheks politische Zuverlässigkeit aus nationalsozialistischer Perspektive jedenfalls gegeben gewesen und die Kreisleitung hatte gegen die Beschäftigung keine Bedenken erhoben (NSDAP Gauleitung Nieder-Donau, Personalamt an Kreisleitung Wien II, Eingang 17.02.1942 und Rückmeldung der Kreisleitung II, 05.10.1942, ÖStA, AdR, BMI, GA 261.904). Erwähnenswert ist die Angabe „*gottgläubig*“ im zitierten Fragebogen. Sie galt „*als Ausweis besonderer ideologischer Nähe zum Nationalsozialismus*“ (CONZE et al., 2010: 157). In der NS-Zeit wurden die Freischurfrechte der RAG enteignet und sie musste ihre Explorationstätigkeit einstellen (HAUSWIRTH, 1957). Unter Janoscheks Leitung erfolgte hingegen eine groß angelegte Untersuchung im besetzten Jugoslawien zwischen Mur und Drau (BRAUMÜLLER, 1966: 173). Auf österreichischem Gebiet hatte die RAG 1944 bis 1945 die mit Abstand höchste Erdölförderung (IBER, 2009: 587; 2011: 94–96).

Da Janoschek nicht Mitglied einer NS-Organisation wurde, war er nach der Befreiung vom Nationalsozialismus nicht registrierungspflichtig und konnte unmittelbar weiterarbeiten. Als gefragter Fachexperte verfasste er mehrere, zum Teil geheime Berichte für die österreichische Regierung für den Wiederaufbau bzw. war an ihrer Erstellung beteiligt (AGBA, A 03620-R; AGBA, A 09825-R; AGBA, A 09834-

R; AGBA, A 09839-R). Bei den letztlich gescheiterten Verhandlungen der österreichischen Regierung mit den Sowjets über die Errichtung einer bilateral sowjetisch-österreichischen Erdölgesellschaft (Sanafta) war Janoschek mit seinem Vetter Karl Friedl (1898–1966) eingebunden. Auf sowjetischen Wunsch wurden sie im Herbst 1945 wegen ihrer pro amerikanischen Befangenheit („*American bias*“) von den Verhandlungen ausgeschlossen (STATE DEPARTMENT, 1968: 592). Im Hinblick auf ihre Beschäftigung gingen Janoschek und Friedl dann aber unterschiedliche Wege. Friedl fand Beschäftigung im Forschungsinstitut der sowjetischen Mineralölverwaltung und stieg zum Chefgeologen auf (CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY, 1947). Die RAG und die Firma Van Sickle, die sich 1945 zu 100 Prozent in amerikanischem bzw. britischem Besitz befanden, durften in der sowjetischen Besatzungszone autonom weiterarbeiten, mussten ihre Produkte aber an die sowjetische Mineralölverwaltung veräußern (IBER, 2009: 587). In dem in Folge auszugsweise wiedergegebenen Gedicht aus dem Jahr 1947 spiegelt sich der Werdegang Janoscheks wider: Von seiner Tätigkeit für die RAG, über den Dienst für das nationalsozialistische Deutschland, bis zu seiner Tätigkeit für die sowjetische Besatzungsmacht und dann für US-Interessen. Glaubt man den Ausführungen, dürfte Janoschek mit seinem weiterhin für die sowjetische Besatzungsmacht arbeitenden Vetter Friedl im Kontext des Kalten Krieges in Konflikt gestanden sein, der sich auf den wissenschaftlichen Informationsaustausch auswirkte:

„In diesem Erdölbetrieb,
der am'rikanisch treu verblieb
da schafft' und plant' zu diesem Zweck
Janoschek, Janoschek.

[…]

Er konferierte, stritt und tobt'
und hat den Piefkes viel gelobt,
doch trotzdem gab's von höchster Hand
Ordensband, Ordensband!

Als sank das ew'ge Reich dahin
durch Heeresmacht von J. Stalin
schrieb er für Iwans kreuz und quer
Berichte schwer, Berichte schwer.

[…]

Als nun der Amy dann erschien
trat treu auf dessen Seit' er hin
Bericht', Tabellen er nun schrieb
ihmzulieb, ihmzulieb.

Mit seinem Vetter grollte er,
er gab im Austausch nichts mehr her
und informiert' nur schnell und brov
Mister Grove, Mister Grove“ (Brandon Grove, 1903–?, Repräsentant der Socony-Vacuum Oil Company; Moritat, 08.09.1947, Blaubuch für Dr. R. Janoschek, AGBA, A 18887-R.5).

Bis zu seiner Pensionierung 1971 blieb Janoschek im Vorstand der RAG (Abb. 13). Unter seinem Management wurden 23 Öl- und Gasfelder gefunden (RAG-Prisma, Dezember 1986/4, AGBA, A 18887-R.5). In den Jahren 1959 bis 1962 war er Vorsitzender bzw. stellvertretender Vorsitzender der Geologischen Gesellschaft und seit 1966 ihr Ehrenmitglied. Er war zudem Gründungsmitglied der Österreichischen Gesellschaft für Erdölwissenschaften und

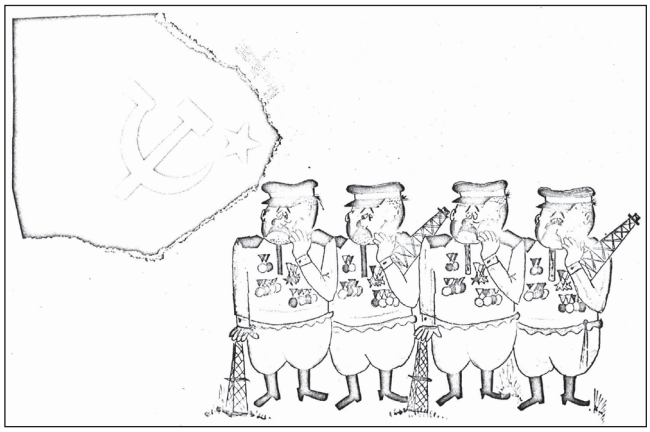


Abb. 13.
Zeichnung von P. Kaminek über das Jahr 1945 für Robert Janoschek zum 60. Geburtstag, 6. Mai 1966 (GBA).

Mitglied bzw. Ehrenmitglied von zahlreichen weiteren wissenschaftlichen Vereinigungen sowie Träger von mehreren hohen Auszeichnungen wie dem Goldenen Ehrenzeichen für Verdienste um die Republik Österreich. Janoschek verstarb am 14. Oktober 1986 (BRAUMÜLLER, 1986).

Kieslinger, Alois

Anlass der Verleihung: 125-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. September 1975.
Begründung für die Verleihung: „*[…] erhielt die Medaille für seine Forschungen auf den Gebieten der nutzbaren Gesteine und Steinbrüche (Aufbau der Steinbruchkartei an der Geologischen Bundesanstalt) sowie der angewandten Denkmalpflege*“ (HOFMANN, 1999: 396; vgl. auch JANOSCHEK & SCHARBERT, 1976: A46–A47).

Alois Kieslinger (Abb. 14) wurde am 1. Februar 1900 in Wien geboren. Bis 1919 besuchte er das Schottengymnasium in Wien und sammelte Praxiserfahrung als Bergarbeiter im Charlotte-Marie-Schacht der Eibiswalder Glanzkohlegesellschaft. Sein Studium der Geologie, Mineralogie und Paläontologie an der Universität Wien schloss er 1923 mit einer Dissertation bei Carl Diener (1862–1928) über „Die Nautiloideen der Mittleren und Oberen Trias von Timor“ ab, während er bereits als wissenschaftliche Hilfskraft tätig war. Nach seiner Dissertation wurde er außerordentlicher Assistent am paläontologischen Institut der Universität Wien und führte daneben geologische Aufnahmearbeiten für die GBA durch (Lebenslauf, BArch, R 4901/23761; EPPENSTEINER, 1978; STEININGER et al., 2018: 110). Anfang 1928 geriet Kieslinger in einen Plagiatsstreit mit dem Geologen Artur Winkler-Hermaden. Letzterer zeigte Kieslinger bei der Disziplinarkommission der Universität Wien an. Kieslinger reagierte mit einer Gegenanzeige. Der Konflikt zwischen Kieslinger und Winkler drehte sich einerseits um Forschungen zum „Tertiär des Eibiswalder Gebiets“ und andererseits zur Frage der Priorität bei den Ergebnissen zur „Diapthoritzone am Possruckgebirge“. Die Affäre weitete sich aus: Nachdem Winkler an der Universität erfolglos war, führte er gegen Kieslinger ein Verfahren wegen Ehrenbeleidigung vor dem Strafbezirksgericht Wien I (STAUDIGL-CIECHOWICZ, 2017: 780–787, 821–822). In einer späteren Beurteilung über Winkler aus der NS-Zeit hieß

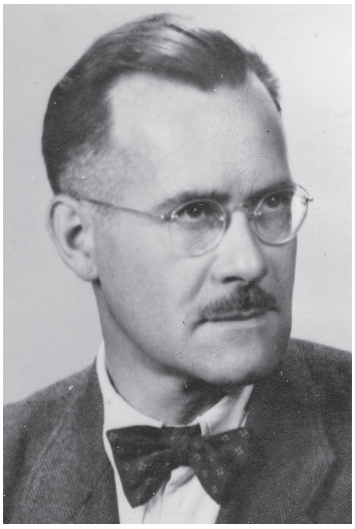


Abb. 14.
Alois Kieslinger, undatiert (Archiv der Technischen Universität Wien).

es, in der Angelegenheit sei weder ein Schuldspruch, noch eine Bestrafung erfolgt. Die Kommissionsmitglieder der Universität hätten von Winkler kein günstiges Bild erhalten, aber auch Kieslinger sei „*als überaus empfindlich und absolut feindlich gesinnt, nicht als vollkommen im Rechte stehend*“ erschienen. „*Im übrigen waren die Gedankengänge, deretwegen die Plagiatsklage erhoben wurde*“, so die Beurteilung weiter, „*durchaus nicht so weltbewegend, dass dieser ganze Staub hätte aufgewirbelt werden müssen*“ (NSDAP Gauleitung Wien, Amt für Beamte, Politische Beurteilung von Arthur Winkler, 09.07.1942, ÖStA, AdR, GA 335.158).

Kieslinger verließ die Universität Wien und habilitierte sich 1930 an der Technischen Hochschule Wien bei Josef Stiny und war bei ihm bis 1937 wissenschaftliche Hilfskraft sowie Assistent. Bereits 1931 war er zudem als Korrespondent für Denkmalpflege im Bundeskanzleramt und Berater zur Natursteinrestaurierung des Parthenon in Athen tätig (Lebenslauf, BArch, R 4901/23761; Eppensteiner, 1978; Steininger et al., 2018: 110). In einer Rückschau über die 1930er Jahre hielt Eberhard Clar 1987 fest, es müsse „*nicht beschönigend übergangen werden*“, dass Kieslinger sich „*vorübergehend die Möglichkeit unbelohnter wissenschaftlicher Arbeit nur durch Sicherung seiner materiellen Existenz mit nächtlicher Zeitungs-Zustellung erkämpft*“ habe (Clar, 1987: 5). Es soll daher hier nicht beschönigend übergangen werden, dass Kieslinger selbst den Nichterhalt einer seiner Meinung nach der Qualifikation entsprechenden Anstellung in der Verbotszeit der NSDAP auf seine „*nationale Einstellung“* zurückführte (Fragebogen zur Bearbeitung des Aufnahmeantrages für die Reichschrifttumskammer, 26.09.1938, BArch, R 9361-V/24352). Laut Richard Turba (1877–1961) sei Kieslinger leitender Geschäftsführer der Zustellfirma „Zeitungsdienst“ gewesen und mehrmals bei der Staatspolizei angezeigt worden (Schreiben von Rudolf Turba, 22.04.1938, BArch, R 9361-II/514151). Turba spielte während der illegalen Tätigkeit der NSDAP eine bedeutende Rolle. Er vertrieb über die von ihm 1935 mitbegründete Zustellfirma die „Wiener Neuesten Nachrichten“. Die Zustellfirma hatte einen beträchtlichen Marktanteil im Bereich des Zeitungsvertriebs und das Unternehmen diente zur Tarnung für die Verbreitung illegaler NS-Publikationen, wobei es Turba stets gelang, den Verdacht auf Vertrieb illegaler Publikationen auf seine Kolporteure abzuwälzen (Seethaler & Melischek, 2006: 7). Die „Wiener Neuesten Nachrichten“, die für sich als „arische“ Zeitung warben, fuhren wüste antisemitische Kampagnen.

Der Schilderung Turbas zufolge soll es nach dem Juliputsch 1934 zur Besetzung der Redaktion durch Sicherheitsbehörden gekommen sein. Bei der Hausdurchsuchung soll Kieslingers Frau als Direktionssekretärin Schriftstücke „*heikelster politischer Natur*“ entfernt haben, „*vor allem Belege für die aus dem Deutschen Reich erfolgten Zahlungen an die Zeitung und Zahlungen des Verlages an prominente Nationalsozialisten.*“ Alois Kieslinger soll in Folge einen Teil dieser „*politisch belastenden Akten*“ in seiner Wohnung zwischen seinen wissenschaftlichen Büchern und Schriften versteckt haben. Sie wären trotz der bei Kieslinger erfolgten Hausdurchsuchung nicht gefunden worden und als ihm eine zweite Hausdurchsuchung drohte, hätte er sie vorübergehend in seinem Arbeitszimmer an der TH verborgen. Die bei dieser Aktion Beteiligten hätten sich, so Turba weiter, „*durch ihre auf eigene Initiative mit grösstem persönlichen Mut gerade in der kritischsten Zeit (unmittelbar nach dem Juliputsch) unternommenen illegalen Handlungen äusserst wichtiges belastenden Material dem Zugriff der Regierung entzogen und sich dadurch die grössten Verdienste erworben*“ (Schreiben von Rudolf Turba, 22.04.1938, BArch, R 9361-II/514151). Kieslinger wurde dennoch 1937 zum tit. a.o. Professor an der TH Wien ernannt. Gelegentlich der Verleihung des Titels soll der Rektor der TH, Karl Holey (1879–1955), mit einer Erklärung für Kieslinger eingetreten sein: „*Ich weiss, dass Kieslinger ein Nazi ist, trete aber trotzdem für ihn ein, weil ich seine Arbeit so hoch schätze*.“ (Niederschrift der Darlegungen Prof. Dr. Alois Kieslingers über seine Disziplinarangelegenheit, 16.05.1939, AGBA, A 00129-BM).

Nach dem „Anschluss“ gab Kieslinger an, er habe in der illegalen Zeit „*andauernd*“ durch Sach- und Geldspenden die Parteizwecke unterstützt und an den Arbeiten der Montanistischen Hochschule Leoben für deutsche Zentralstellen im Auftrag von Robert Müller mitgearbeitet (Personal-Fragebogen, 25.05.1938, BArch, R 9361-II/514151). Im Jahr 1938 kam Kieslinger nach Mikoletzky (2016: 42) zwischen die Fronten eines weit zurückreichenden Konflikts zwischen den beiden geologischen Instituten der TH, der Lehrkanzel für Geologie und Landformenkunde unter Stiny sowie der Lehrkanzel für Mineralogie und Baustoffkunde II unter Roman Grengg (1884–1972). Als Assistent wurde Kieslinger im April 1938 vorzeitig gekündigt und seine Dozentur für ruhend erklärt. Er galt als „*Systembesetzung*“ aus der Zeit der Schuschnigg-Diktatur. Fälschlicherweise wurde er als „*Halbjude“ und „Antinationalsozialist*“ sowie wegen „*unsozialen und unkameradschaftlichen Verhaltens*“ denunziert (ebd.; BArch, R 71/29). Kieslingers Entlassung wurde von Grengg betrieben, der als illegaler Nationalsozialist nun Mitglied des NS-Beirats der TH war und den Dozentenbundführer Heribert Schober (1905–1975) und den kommissarischen Rektor Rudolf Saliger (1873–1958) aktivierte. Kieslinger wurde dagegen von seinem Vorgesetzten Stiny unterstützt, der die Unterschrift unter die vorzeitige Kündigung bis zur Androhung eines Disziplinarverfahrens durch den kommissarischen Rektor Saliger verweigerte. In der Forschung von Juliane Mikoletzky ist dies der einzige Fall, in dem ein Widerstand gegen eine Entlassung durch Angehörige der Hochschule belegbar ist (Mikoletzky, 2016: 42).

Der Reichsbeauftragte für Wirtschaftsfragen in Österreich, Wilhelm Keppler (1882–1960), beauftragte Erich Haberfelner (1902–1962) Erkundigungen über Kieslinger einzuholen. Haberfelner trat erstmals 1927 in die NSDAP ein und war seit 1933 SA-Mann. 1935 flüchtete er aus Österreich in das Deutsche Reich (ÖStA, AdR, BMI, GA 69.963). Nach dem „Anschluss" kam er zurück nach Österreich und übernahm die Lagerstättenabteilung der GBA (Danner, 2015: 35–38). Als Assistent Grenggs übernahm er in dem lange zurückliegenden Streit zwischen Kieslinger und Grengg Partei für Kieslinger und wurde daraufhin von Grengg entfernt (Zl. 33.094-III/7/48, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 10 Kieslinger Alois). Haberfelners Erkundigungen brachten zu Tage, dass Grengg gegen Kieslinger „*mit bewusst falschen Anschuldigungen*" arbeitete und Haberfelner widerlegte alle Vorwürfe. Kieslinger habe wegen seiner „*betont nationalen und antiklerikalen Einstellung*" die von ihm angestrebte Anstellung an der GBA nicht erhalten, er habe sich illegal für die NSDAP betätigt und sei ihm „*kein artfremdes Blut nachzuweisen*" (Erich Haberfelner, Reichsstelle für Bodenforschung, Abwicklung Österreich, Notizen zur Beurlaubung vom Lehramt und Kündigung der Assistentenstelle des a.o. Prof. Dr. Alois Kieslinger, T.H. Wien, 23.06.1938, BArch, R 71/29). Erst 1939 sollte Kieslinger nach Intervention des Reichsstatthalters in Österreich und Wiener Gauleiters Josef Bürckel sowie Kepplers seine Rehabilitierung erreichen. Nach massivem Druck von außen räumte Rektor Friedrich Haas ein, dass die Gründe für Kieslingers Beurlaubung „*nach strengerer und ruhigerer Prüfung als dies im Schwunge des Umbruches möglich war, nicht standhalten*" würden (Mikoletzky, 2016: 42).

Eine in der bisherigen Forschung für möglich gehaltene Betrauung Kieslingers mit der Organisation der Steinbruchkartei vor dem „Anschluss" (Danner, 2015: 20–21) ist in Anbetracht neu aufgefundener Quellen unwahrscheinlich. In dem in Berlin ausgearbeiteten Arbeitsplan für Österreich waren für die Ingenieursgeologie Kieslinger und Stiny zwar vorgesehen, konkret mit der Aufgabe betraut wurde Kieslinger vor dem „Anschluss" jedoch noch nicht (Haberfelner für den Reichsbeautragten Keppler, 16.05.1938, BArch, R 9361-II/514151; Haberfelner, Reichsstelle für Bodenforschung, Abwicklung Österreich, 23.06.1938, BArch, R 71/29; Bericht über die Angelegenheit Dr. Kieslinger, 22.08.1938, ebd.). Nach dem „Anschluss" baute Kieslinger nun die „Zweigstelle Österreich der deutschen Steinbruchkartei" auf. Den Auftrag zur Einrichtung dieser Kartei gab Fritz Todt (1891–1942), Generalinspektor für das deutsche Bauwesen. Die Steinbruchkartei war die „*staatliche Zentralstelle zur Erfassung aller nutzbaren Gesteine und Erden in Oesterreich, mit Ausnahme der vorbehaltenen Mineralien.*" Sie hatte die Aufgabe, „*den wichtigsten Rohstoff Naturstein lückenlos zu erfassen und seine jeweils zweckmäßigste und wirtschaftlichste Verwendung durch geeignete Beratung der verschiedenen Steinverbraucher sicherzustellen*" (Danner, 2015: 37). Eine der Hauptaufgaben war die Materialbeschaffung für den Bau der Reichsautobahnen. Dabei sollte die geologische und petrografische Untersuchung im Wesentlichen durch die Steinbruchkartei durchgeführt werden, die Materialprüfung durch bestehende Materialprüfungsinstitute. Die Steinindustrie musste zur finanziellen Unterstützung beitragen. Infolge der Dringlichkeit wurden vorerst die Arbeiten für Straßenbaugesteine und Bausteine vorangestellt. Bei der Besetzung der Leitung der Steinbruchkartei kam Kieslingers Konflikt mit Roman Grengg zum Tragen. Der Konflikt wurde von Danner ausführlich analysiert (ebd. 35–37). Für den Aufbau der Kartei bereiste Kieslinger zahlreiche Steinbrüche. Mit Stand 30. September 1938 waren 415 Steinbrüche erfasst, darunter vor allem für die Bauvorhaben der Reichsautobahn besonders wichtige Gebiete. So auch das „*Granitrevier Mauthausen*". Anton Poschacher aus Mauthausen stellte für Kieslingers Reisen „*in besonders großzügiger Weise*" Kraftwagen zur Verfügung (Vorläufiger Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Steinbruchkartei, Zweigstelle Österreich, 30.09.1938, AGBA, 00129-BM). Die ersten Häftlinge überstellte die SS am 8. August 1938 vom Konzentrationslager Dachau nach Mauthausen. Bereits in dieser ersten Phase des KZ Mauthausen prägten Hunger, Willkür und Gewalt den Alltag der Gefangenen (Mauthausen Memorial, 2018). Wenige Wochen nach dem Eintreffen der ersten Häftlinge kam Kieslinger für eine mehrtägige Dienstreise in das „*Mauthausener Revier*" (Reisekostenabrechnung, 26.09.1938, AGBA, Sammlungen, Kieslinger SA/2). Bis zur Mitte des Krieges war im KZ Mauthausen der Einsatz der Häftlinge im Steinbruch durch den Ausbau der notwendigen Infrastruktur bestimmt. Im Steinbruch „Wienergraben" (Abb. 15) wurden umfangreiche industrielle Investitionen getätigt. Die Häftlinge legten Wege, Straßen, Gleisanlagen, Schotterbrecher, Kompressoranlagen, Werkstätten, Steinmetzhallen und Kabelkrananlagen an (Freund & Perz, 2006: 301). Im Karteifragebogen zum Steinbruch „Wienergraben" aus dem September 1938 wird die Größe der Erzeugung mit „*tatsächlich derzeit 80 Tonnen je Tag Grundbausteine*" angegeben und die Höhe der Belegschaft mit „*20 Zivil, 70 Häftlinge*" beziffert (Abb. 16). In einem weiteren Fragebogen aus 1941/42 lauten die Angaben bereits: „*25 Zivilisten 1300 Häftlinge*" (GBA, Abteilung Rohstoffgeologie, Rohstoff Abbau-Datenbank, 033/149, Albert Schedl danke ich für die Einsichtgenehmigung).

Ende Mai 1938 suchte Kieslinger um Aufnahme in die NSDAP an und er kam als Parteianwärter in den Besitz der provisorischen braunen Mitgliedskarte. Neben seiner illegalen Betätigung im Zeitungswesen führte er in seinem Antrag mehrere Personen an, die seine Einstellung in der illegalen Zeit bestätigen können würden. Darunter war der NS-Zellenleiter der Akademie der Wissenschaften, Viktor Junk (1875–1948) oder der Rektor der Universität München, Leopold Kölbl (1895–1970), aber auch „*sämtliche Hörer der Bauingenieursfakultät*" der TH Wien, die in den letzten Jahren seine Übungen besucht hätten (Beilage zum Fragebogen, o.D., BArch, R 9361-II/514151).

In der parteistatistischen Erhebung 1939 war Kieslingers Parteieintritt noch mit Juli 1938 verzeichnet (Fragebogen zur parteistatistischen Erhebung, 13.07.1939, WStLA, Gauakt 32.423). Seine tatsächliche Aufnahme in die NSDAP wurde im Oktober 1940 zurückgestellt. Begründet wurde dies mit der Standardformel er könne „*keine ausreichende Betätigung für die Bewegung in der Verbotszeit ausweisen*" (Beschluss des Kreisgerichts der NSDAP Wien I, 04.10.1940, BArch, R 9361-II/514151). Seine politische Vergangenheit sei jedoch nicht so, dass sie eine dauernde Ablehnung des Antragsstellers rechtfertigen würde. Kieslingers Antrag wurde daher bis zur Aufhebung der Mitgliedssperre zurückgestellt und er blieb Parteianwärter (ebd.). Der tatsächliche Grund für die Ablehnung war Kieslingers Ehe mit einer „*nichtarischen*" Partnerin von 1924 bis zur Scheidung 1927. Dieser Grund durfte Kieslinger nicht mitgeteilt werden. Ein weiterer Antrag Kieslingers um

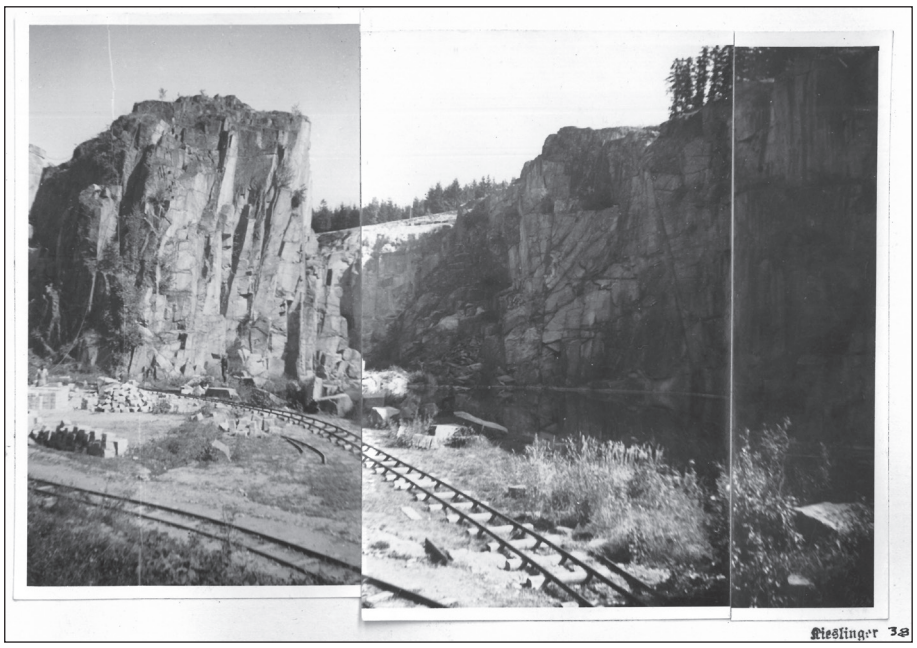
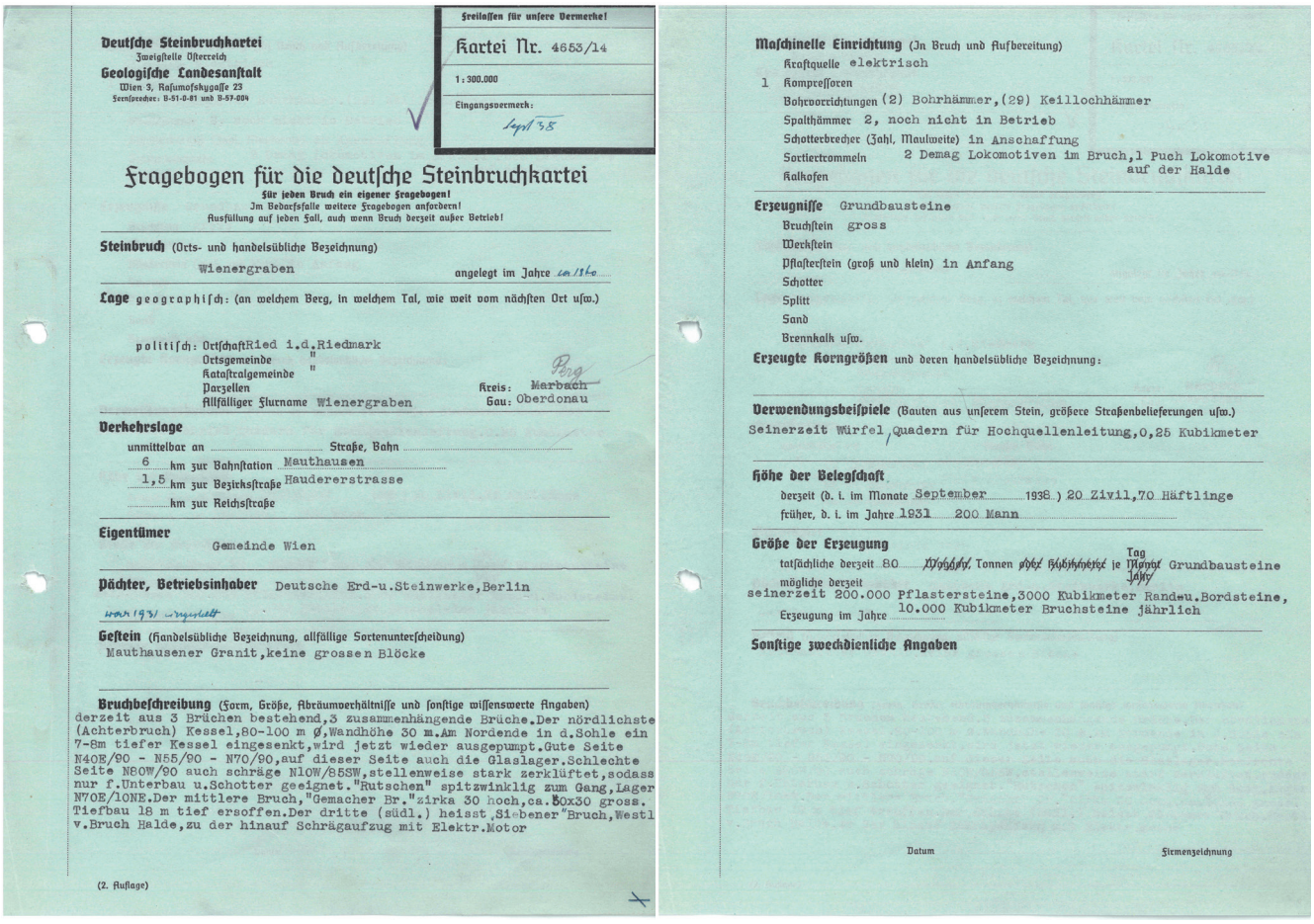


Abb. 15.
Steinbruch Wienergraben, Aufnahmen von Kieslinger, 1938 (GBA).



Deutsche Steinbruchkartei
Zweigstelle Österreich
Geologische Landesanstalt
Wien 3, Rasumofskygasse 23
Fernsprecher: B-51-0-81 und B-57-004

Freilassen für unsere Vermerke!
Kartei Nr. 4653/14
1:300.000
Eingangsvermerk: Sept 38

Fragebogen für die deutsche Steinbruchkartei

Für jeden Bruch ein eigener Fragebogen!
Im Bedarfsfalle weitere Fragebogen anfordern!
Ausfüllung auf jeden Fall, auch wenn Bruch derzeit außer Betrieb!

Steinbruch (Orts- und handelsübliche Bezeichnung)
Wienergraben angelegt im Jahre ca. 1840

Lage geographisch: (an welchem Berg, in welchem Tal, wie weit vom nächsten Ort usw.)

politisch: Ortschaft Ried i.d.Riedmark
Ortsgemeinde "
Katastralgemeinde "
Parzellen
Allfälliger Flurname Wienergraben
Kreis: Marbach
Gau: Oberdonau

Verkehrslage
unmittelbar an ..... Straße, Bahn .....
6 km zur Bahnstation Mauthausen
1,5 km zur Bezirksstraße Hauderersstrasse
..... km zur Reichsstraße

Eigentümer
Gemeinde Wien

Pächter, Betriebsinhaber Deutsche Erd-u.Steinwerke, Berlin
war 1931 registriert

Gestein (handelsübliche Bezeichnung, allfällige Sortenunterscheidung)
Mauthausener Granit, keine grossen Blöcke

Bruchbeschreibung (Form, Größe, Abräumverhältnisse und sonstige wissenswerte Angaben)
derzeit aus 3 Brüchen bestehend, 3 zusammenhängende Brüche. Der nördlichste (Achterbruch) Kessel, 80-100 m Ø, Wandhöhe 30 m. Am Nordende in d. Sohle ein 7-8m tiefer Kessel eingesenkt, wird jetzt wieder ausgepumpt. Gute Seite N40E/90 - N55/90 - N70/90, auf dieser Seite auch die Glaslager. Schlechte Seite N80W/90 auch schräge N10W/85SW, stellenweise stark zerklüftet, sodass nur f. Unterbau u. Schotter geeignet. "Rutschen" spitzwinklig zum Gang, Lager N70E/10NE. Der mittlere Bruch, "Gemacher Br." zirka 30 hoch, ca. 80x30 gross. Tiefbau 18 m tief ersoffen. Der dritte (südl.) heisst „Siebener" Bruch, Westl v. Bruch Halde, zu der hinauf Schrägaufzug mit Elektr. Motor

(2. Auflage)

Maschinelle Einrichtung (In Bruch und Aufbereitung)
Kraftquelle elektrisch
1 Kompressoren
Bohrvorrichtungen (2) Bohrhämmer, (29) Keillochhämmer
Spalthämmer 2, noch nicht in Betrieb
Schotterbrecher (Zahl, Maulweite) in Anschaffung
Sortiertrommeln 2 Demag Lokomotiven im Bruch, 1 Puch Lokomotive auf der Halde
Kalkofen

Erzeugnisse Grundbausteine
Bruchstein gross
Werkstein
Pflasterstein (groß und klein) in Anfang
Schotter
Splitt
Sand
Brennkalk usw.

Erzeugte Korngrößen und deren handelsübliche Bezeichnung:

Verwendungsbeispiele (Bauten aus unserem Stein, größere Straßenbelieferungen usw.)
Seinerzeit Würfel, Quadern für Hochquellenleitung, 0,25 Kubikmeter

Höhe der Belegschaft
derzeit (d. i. im Monate September 1938) 20 Zivil, 70 Häftlinge
früher, d. i. im Jahre 1931 200 Mann

Größe der Erzeugung
tatsächliche derzeit 80 ~~Tonnen pro Kubikmeter~~ je Tag Grundbausteine
mögliche derzeit
seinerzeit 200.000 Pflastersteine, 3000 Kubikmeter Rand- u. Bordsteine,
Erzeugung im Jahre 10.000 Kubikmeter Bruchsteine jährlich

Sonstige zweckdienliche Angaben

Datum Firmenzeichnung

Abb. 16.
Fragebogen der deutschen Steinbruchkartei zum Steinbruch Wienergraben, 1938 (GBA).

Aufnahme in die NSDAP im März 1942 wurde zwar von der Ortsgruppen- und Kreisleitung befürwortet, blieb aber aus demselben Grund erfolglos (Fragebogen, 08.03.1942 und NSDAP Reichsleitung an Gauschatzmeister des Gaues Wien, 18.04.1944, ebd.).

Unter Beibehaltung seines Referates in Wien wurde Kieslinger im Jänner 1941 mit der kommissarischen Leitung des Referates „Steine" in der Reichsstelle für Bodenforschung Berlin betraut und er hatte dadurch jeden Monat eine Woche in Berlin zu verbringen (Schreiben der Reichsstelle für Bodenforschung Berlin, 25.01.1941, Abschrift,

AGBA, A00129-BM). In seiner Funktion als Leiter der Steinbruchkartei geriet Kieslinger 1941/42 in einen kleineren Konflikt mit der Hochschule für Welthandel („Fall Mondl"). Walter Mondl (geb. 1924?) hatte für eine Dissertation am Geographischen Institut der Hochschule über die Werksteinindustrie in Niederdonau Material aus der Deutschen Steinbruchkartei angefragt. Kieslinger half dem Dissertanten, verweigerte aber die Überlassung „*streng geheimen Dienstmateriales*". Mit dem Konflikt waren mehrere Stellen befasst, etwa die Technische Hochschule Wien oder der Rektor der Hochschule für Welthandel, Kurt Knoll (1889–1959), der auch Gaudozentenbundführer war. Kieslinger entkräftete die vorgebrachte Kritik und die Abwehrstelle (Nachrichtendienst) des Wehrkreises bestätigte ihm sein korrektes Verhalten (Schriftverkehr in AGBA, A 19830-R und teilweise in WStLA, NS-Registrierung Kieslinger). Unter Verwendung von Material aus der Steinbruchkartei schloss Mondl (1942) seine Dissertation ab.

Im Mai 1942 kam der eben noch zum Bezirksgeologen ernannte Kieslinger nach Norwegen zur Organisation Todt, der paramilitärischen Bautruppe im Nationalsozialismus. Mit der „Einsatzgruppe Wiking" war er vor allem auf Baustellen für U-Boot-Bunker und für die Nordlandbahn tätig (Kiersch & Underwood, 1998; Häusler, 2015). Angesichts der topografischen Verhältnisse in Nordnorwegen und der spärlichen Ressourcen des Landes war schon der Bau der Nordlandbahn (Grong–Narvik) ein Projekt reiner Gigantomanie und Realitätsferne (Bohn, 2000: 365). In diesem Sinne sollte der als „*Pionierzeit der Felsmechanik*" (Häusler, 2015: 79) verklärte Einsatz in Norwegen kritisch diskutiert werden. Der Bahn- und Straßenbau ist maßgeblich unter Ausbeutung von Zwangsarbeit durchgeführt worden und heute in Norwegen als der Bau von „Blutstraßen" bekannt (Blodveger, 2021). Ottosen (1991) argumentierte, dass man die insgesamt 100.000 bis 110.000 nach Norwegen deportierten Kriegsgefangenen als Sklaven betrachten müsse. Sie hätten ihre eigenen Sklavenlager bauen und wie Sklaven arbeiten müssen, während sie sich in Norwegen aufhielten – das bedeutete, bis zu ihrem Tod, soweit sie nicht durch die Alliierten im Frühjahr 1945 befreit wurden. Überlebende berichten von Massenhinrichtungen, Folter, Unterernährung und Hunger – Verhältnisse, die Ottosen (1991) mit dem Ausdruck „Vernichtung durch Arbeit" zusammenfasste. Die unter extremen, menschenunwürdigen Bedingungen lebenden Arbeitssklaven wurden nach Bohn (2000: 379–380) in insgesamt 249 größeren und kleineren Lagern gehalten und die einschlägigen Bestimmungen der Genfer Konventionen und der Haager Landkriegsordnung wurden deutscherseits vollkommen missachtet. Mindestens 18.000 dieser Gefangenen kamen zu Tode – durch Hunger, Seuchen oder die harten Arbeitsbedingungen. Allein 30.000 Zwangsarbeiterinnen und Zwangsarbeiter, überwiegend sowjetische Kriegsgefangene, waren beim Bahnbau der Organisation Todt eingesetzt. Die neuere Forschung von Gogl (2020: 289) geht von 45.000 bis 50.000 sowjetischen Kriegsgefangenen auf Baustellen der „Einsatzgruppe Wiking" aus. Er schätzt, dass rund 40 Prozent von ihnen umkamen. Kieslinger wurde am 20. April 1943 als Frontführer der Organisation Todt mit dem Kriegsverdienstkreuz 2. Klasse mit Schwertern ausgezeichnet (Kopie der Urkunde in ÖStA, AdR, BMU PA Sign 10 Kieslinger Alois).

Bis Kriegsende war Kieslinger nicht durchgehend in Norwegen. Er absolvierte im September 1943 an der Bergschule Siegen die staatliche Prüfung als Sprengmeister. Im Dezember 1944 und Jänner 1945 war er auf „*Arbeitsurlaub*" im Auftrag der Deutschen Akademie für Bauforschung in verschiedenen deutschen Städten und schließlich in Wien. Im Anschluss daran wollte er die Rückreise nach Norwegen antreten, blieb aber in Wien beordert (Karteikarte und Kieslinger an Direktion der Geologischen Staatsanstalt, 14.12.1945, AGBA, A 00129-BM). Anfang April verschaffte er sich bei der Organisation Todt einen Passierschein und fuhr zum Ausweichquartier der Zweigstelle Wien des Reichsamtes für Bodenforschung nach Wilhering in Oberdonau. Vom Leiter der Zweigstelle, Franz Lotze (1903–1971), erhielt er den Auftrag nach Kärnten zu fahren, um sich dort bei der Organisation Todt zu melden (Erwin Veit, Bericht über die Ereignisse von Ostern 1945 bis Ende Mai 1945, 25.10.1945, GBA, Lagerstättenarchiv). Am 10. Mai 1945 geriet er in britische Gefangenschaft.

An der GBA bestand nach der Befreiung vom Nationalsozialismus kein Interesse an der Weiterbeschäftigung Kieslingers. Direktor Gustav Götzinger (1880–1969) zufolge, sei Kieslinger der erste unter den Geologinnen und Geologen gewesen, die bei Kriegsende von Wien Richtung Westen flüchteten. Vor seiner Abreise habe er Anstaltsmaterial verbrannt, das er später als „*belanglos*" bezeichnet habe (Gustav, Götzinger, Die NS-Zeit der Geologischen Bundesanstalt, Zl. 625/1945, AGBA, Amtsarchiv). Kieslinger sei, so der stellvertretende Direktor Leo Waldmann in einem Schreiben an das Staatsamt für Unterricht, ein „*Konjunkturmensch*". Er habe im Jänner 1938 die Direktion der Anstalt mit seiner Anstellung bedrängt, „*vaterländische Gesinnung vorgebend, die aber nicht echt war.*" Er sei zumindest Anwärter der NSDAP und eine „*ehrliche vaterländisch österreichische Einstellung*" sei von ihm nicht zu erwarten. Da er Beziehungen zu praktisch baugeologischen Unternehmungen habe, würde er leicht außerhalb der Anstalt ein Unterkommen finden. Die von ihm geleitete Steinbruchkartei könne die Geologin Irmentraut Wiesböck übernehmen. Kieslinger sei „*daher entbehrlich und kann enthoben werden*" (Geologische Staatsanstalt an Staatsamt für Unterricht, 26.05.1945, Zl. 39/1945, ebd.). In Folge enthob das Staatsamt für Unterricht Kieslinger im Sinne des Verbotsgesetzes seines Amtes (Mertz, 2021). Dieser kehrte im Dezember 1945 aus englischer Gefangenschaft nach Wien zurück und lies sich als Parteianwärter registrieren (Meldeblatt, 17.12.1945, WStLA, NS-Registrierung Kieslinger). Zudem reichte er das übliche Ansuchen um Ausnahme von der Registrierung ein. Darin führte er seine Enthebung 1938 an, sowie dass er erst 1939 rehabilitiert worden sei und seine Lehrbefugnis zurückerhalten habe, aber nicht die Anstellung. Die Betrauung mit der Leitung der Steinbruchkartei erwähnte er nicht. Er führte nur an, dass er bei der Reichsstelle für Bodenforschung „*eine kärglich besoldete Anstellung*" erhalten habe. Den „Fall Mondl" führte er ebenso zu seiner Entlastung an, wie seinen „*erst*" 1942 verliehenen Professorentitel. 1944 sei er bei einem Besetzungsvorschlag, zu dem er auf Grund seiner langjährigen Dienstzeit und seiner wissenschaftlichen Arbeiten einen „*sehr berechtigen moralischen Anspruch*" gehabt habe, „*vollkommen übergangen worden*". Gemeint war damit die Besetzung der Professur an der TH. Als Auskunftsperson bot er unter anderen Karl Holey auf, der ihn gelegentlich der Verleihung seiner Professur 1937

noch als Nazi bezeichnet hatte (Kieslinger an Magistratisches Bezirksamt für den 1. Bezirk, 15.12.1945, ebd.). Der Nationalsozialist Josef Stiny setzte sich ebenso für Kieslinger ein. Ihm sei beim „*jahrelangen engen Beisammensein nicht bekannt geworden, dass sich Dr. Kieslinger im Bereiche der Lehrkanzel irgendwie nationalsozialistisch betätigt hätte*“ (Bestätigung von Josef Stiny, 13.12.1945, ebd.). Nicht unüblich, aber durchaus bemerkenswert war es, dass Nationalsozialistinnen und Nationalsozialisten „Persilscheine“ von ehemaligen Verfolgten erlangen konnten und damit NS-Opfer zu ihrer eigenen Entnazifizierung einspannten. Kieslinger versuchte dies mit einem Schreiben des jüdischen Geologen Georg Rosenberg (1897–1969), dem nach dem „Anschluss“ die Flucht aus Österreich geglückt war (Georg Rosenberg an Hans Hattey, 10.12.1946, Kopie, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 10 Kieslinger Alois).

Dennoch wurde Kieslinger in der Registrierungsliste als Illegaler verzeichnet, wovon er vorerst aber gar nichts erfuhr. Zur Regelung von Familienangelegenheiten war er nämlich nach seiner Registrierung nach Kärnten gefahren. Von der britischen Besatzungsmacht wurde er dort als ehemaliger Bauleiter der Organisation Todt ein zweites Mal verhaftet und mehrere Monate lang interniert. So wie Eberhard Clar war Kieslinger in den Lagern Wolfsberg und Weissenstein. Ende September 1946 wurde er entlassen, doch zum Arbeitseinsatz für ehemalige NS-Angehörige verpflichtet. Er war zwei Monate lang Steinbrecher im Schotterwerk der Firma Trunk & Co in Dellach im Drautal (Land Kärnten, Arbeitsamt Spittal/Drau, Beschäftigungs-Nachweis, Kopie, ebd.). Zurück in Wien erhob er Einspruch gegen die Bezeichnung als Illegaler. Dabei brachte er die bekannten Entlastungsargumente vor und spielte die Leitung der Steinbruchkartei noch weiter herunter. Er sei nur „*wissenschaftlicher Hilfsarbeiter*“ gewesen (Kieslinger an Magistratisches Bezirksamt für den 1. Wiener Gemeindebezirk, 03.12.1946, WStLA, NS-Registrierung Kieslinger). Bei der NS-Registrierung 1947 ließ er sich als Parteianwärter von 1938 bis 1945 registrieren und wurde als minderbelastet verzeichnet (Meldeblatt, 22.07.1947, ebd.). Auch dagegen erhob er – nun erfolgreich – Einspruch. Die Beschwerdekommission sah es als erwiesen an, dass Kieslinger aus politischen Gründen nicht in die Partei aufgenommen wurde, weil er mit einer „*nichtarischen*“ Ehefrau verheiratet war. Das führte im Oktober 1947 zu Kieslingers Streichung aus der Registrierungsliste und damit zu seiner Entnazifizierung (Meldeblatt, 22.07.1947, ebd.). Im Auftrag des Bundesdenkmalamtes führte Kieslinger ab Jänner 1947 eine Reihe größerer Untersuchungen für den Wiederaufbau durch, etwa für den Stephansdom in Wien, St. Martin in Linz oder die Stiftskirche in Ossiach (Bundesdenkmalamt an BMU, 05.11.1947, Zl. 103/Res/47, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 10 Kieslinger Alois). Im Juni 1948 wurde er rückwirkend mit 1. Jänner 1947 zum Chefgeologen des Bundesdenkmalamtes ernannt (Bescheid des BMU, 02.07.1948, Zl. 33.094/III-7/48, ebd.).

Kieslinger trat 1948 als Zeuge im Strafverfahren vor dem Volksgericht Wien gegen den Nationalsozialisten Hans Peter Cornelius (1888–1950) auf. In diesem Verfahren standen die Vorgänge an der GBA rund um dem „Anschluss“ im Zentrum. Cornelius versuchte im Februar 1938 mehrere Mitglieder der GBA für die Partei bzw. für die „*nationale Gruppe*“ der GBA anzuwerben. Er war 1938 NS-Vertrauensmann an der Anstalt und übernahm 1943/44 die

Abb. 17.
Alois Kieslinger Denkmal an der Technischen Universität Wien, 2013 (Peter Haas, CC BY-SA 3.0, Wikimedia Commons).

stellvertretende Leitung. Das Verfahren war eine vor Gericht ausgetragene Auseinandersetzung zwischen den Anhängerinnen und Anhängern der Dollfuss-Schuschnigg Kanzlerdiktatur in der Anstalt und jenen des Nationalsozialismus. Die Anhänger der Kanzlerdiktatur Franz Huber (1889–1965) und Direktor Gustav Götzinger zeigten Cornelius bei der Polizeidirektion Wien an. Sie hielten ihm vor, er sei ein Illegaler gewesen und habe kurz nach dem „Anschluss“ 1938 Götzinger „*im Auftrage der NSDAP*“ unter Androhung der Verhaftung durch die Gestapo zum Rücktritt gezwungen. Zudem habe er die Kanzleileiterin Margarethe Girardi (1888–1964), ebenfalls eine Dollfuss-Schuschnigg-Anhängerin, „*aus politischer Gehässigkeit*“ zur Einreichung ihrer Pensionierung veranlasst. Cornelius wurde daraufhin verhaftet und die Voruntersuchung wegen § 11 Verbotsgesetz und § 3 Kriegsverbrechergesetz eingeleitet. Der Vorwurf war, er habe „*Handlungen aus besonders verwerflicher Gesinnung*“ begangen. Besonders die Zeugenaussagen der Nationalsozialisten Heinrich Beck und Alois Kieslinger halfen dem Angeklagten Cornelius, seine Verteidigungsstrategie durchzusetzen. Er sei völlig unpolitisch und habe nicht im Auftrag der NSDAP gehandelt, sondern es wäre der Beschluss der „*Kollegenschaft*“ gewesen, dem an der Anstalt nicht beliebten Götzinger den Rücktritt nahe zu legen. Das Gericht folgte dieser Strategie und sprach Cornelius frei (Mertz, 2021).

Mit Entschließung vom 12. Oktober 1949 ernannte Bundespräsident Karl Renner Kieslinger zum außerordentlichen Professor der TH Wien und verlieh ihm den Titel eines ordentlichen Professors. Dies war erforderlich, da im Dienstpostenplan für die Nachfolge Eberhard Clars nur ein Extraordinarius vorgesehen war. Mit Entschließung vom 13. März 1954 wurde er dann zum ordentlichen Professor ernannt (Zl 47.613/III-9/49 und Zl. 35.846/I-3/54, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 10 Kieslinger Alois). Sein Nachfolger wurde 1971 Georg Horninger. Kieslinger verstarb am 1. Juni 1975. Er legte mehrere Bücher und über 200 Publikationen vor, erhielt zahlreiche Auszeichnungen und wurde 1987 an der TU Wien mit einem Denkmal geehrt (Abb. 17; Bundesinnung der Steinmetzmeister Österreichs, 1987).

Müller, Leopold

Anlass der Verleihung: 135-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. November 1985.
Begründung für die Verleihung: *„[…] rief 1951 den ‚Salzburger Kreis' ins Leben, aus dem sich die Österreichische Gesellschaft für Geomechanik entwickelte. Herausragende publizistische Leistungen Müllers sind die beiden Monographien ‚Der Felsbau' und ‚Der Tunnelbau', die heute noch immer Standardwerke darstellen. Müllers neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Geomechanik ermöglichten es, Spannungszustände und Reaktionen des Gebirges mit den Ansätzen der Mechanik und der Geologie mathematisch zu definieren. Damit legte Müller den Grundstein zur Entwicklung der ‚Neuen Österreichischen Tunnelbauweise'"* (HOFMANN, 1999: 397; vgl. auch PIRKL, 1986b).

Leopold Müller (Abb. 18) wurde am 9. Jänner 1908 als Sohn des Professors der Salzburger Lehrerbildungsanstalt Josef Unterberger (1876–?) und der Wienerin Maria Zerkowitz (1885–?) geboren. 1920 adoptierte ihn Eugen Müller (1880–1939), Professor am Salzburger Staatsgymnasium (Auszug aus dem Taufbuch der Pfarre Mülln, Salzburg, Salzburger Landesarchiv, in Folge: SLA, LRA 1920–1938 I 0118). Nach Eugen Müller ist heute in Salzburg eine Straße benannt. Leopold Müller maturierte 1926 in Salzburg. Neben dem Schulbesuch studierte er auch am Mozarteum Klavier und Geige. Zu seiner Gymnasialzeit soll es TICHY (1990: 284) zufolge geheißen haben, dass mindestens einer der beiden, sein Klassenkamerad Herbert von Karajan (1908–1989) oder er, Musiker werden würden. Von 1926 bis 1932 studierte Müller an der TH Wien Bauingenieurwesen und promovierte 1933 mit „Untersuchungen über statistische Kluftmessung" bei Josef Stiny. Müller hatte die wissenschaftliche und Karajan die künstlerische Laufbahn eingeschlagen. Gemeinsam mit Karajan blieb Müller der erstmalige Eintritt in die NSDAP im Jahr 1933. Müller trat Anfang Juni des Jahres der Ortsgruppe Wieden in Wien bei, wegen des kurze Zeit später erfolgten Parteiverbotes dürfte ihm aber keine Mitgliedsnummer mehr zugeteilt worden sein (Oberkommando der US Streitkräfte in Österreich, Erhebungsdienst an Bundeskanzleramt, 20.01.1948, Abschrift der Übersetzung, Stadtarchiv Salzburg, in Folge: STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Erste Erfahrungen im Berufsleben erwarb er sich ab 1933 im Straßenbau, vorerst als Hilfsarbeiter, bald als Schachtmeister, Oberschachtmeister, Bauführer und schließlich als Bauleiter der Großglockner Hochalpenstraße (Mittertörltunnel), der Salzachregulierung und des Autobahnbaues (TICHY, 1990: 284). Auf Bitte von Müllers Adoptivvater hatte der Salzburger Landeshauptmann Franz Rehrl (1890–1947) bei der Großglockner-Hochalpenstrassen AG erfolgreich für die Einstellung Leopold Müllers interveniert (SLA, Rehrl-Brief 1933/0143).

Ab 1935 war er Bauleiter bzw. Oberbauleiter auf verschiedenen Großbaustellen der Firma Polensky und Zöllner in München, Köln und Berlin (TICHY, 1990). In Deutschland trat er dem Deutsch-Österreichischen Hilfsbund, Ortsgruppe Berchtesgaden bei (Oberkommando der US Streitkräfte in Österreich, Erhebungsdienst an Bundeskanzleramt, 20.01.1948, Abschrift der Übersetzung, Stadtarchiv Salzburg, in Folge: STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Dieser im Sommer 1934 gegründete Bund stand der Historikerin Gabriele VOLSANSKY (2001: 77) zufolge im Mittelpunkt der österreichischen Kritik an reichsdeutschen Organisationen aufgrund von NS-Agitation. Mit dem Hauptsitz in Berlin diente er der Erfassung emigrierter sowie ausgebürgerter österreichischer Nationalsozialistinnen und Nationalsozialisten in Deutschland und hatte mit seinem weit verbreiteten Organisationsnetz 1937 etwa 15.000 Mitglieder. Als Symbol diente dem Verein der österreichische Bundesadler, mit rot-weiß-rotem Brustschild und Hakenkreuz. Nach dem „Anschluss" Österreichs beantragte Müller Ende Mai 1938 erneut die Aufnahme in die NSDAP, wurde rückwirkend mit 1. Mai 1938 aufgenommen und der Ortsgruppe Salzburg zugewiesen. Er erhielt nun die Mitgliedsnummer 6,347.131 zugeteilt und dadurch die Anerkennung als Altparteigenosse. Die in der Ortsgruppenkartei der NSDAP eingetragenen Veränderungsmeldungen lassen auf seine Wohnorte schließen. Anfang 1940 wurde er zur NSDAP-Ortsgruppe Zössen und im Mai 1940 nach Trier überstellt (IfZ, OGK, P-0038). In dieser Zeit war er intensiv in verschiedene Bauprojekte involviert. Er leitete die Projektierung und Bauausführung der „Deutschen Alpenstraße" auf den Kehlstein bei Berchtesgaden („Führersperrgebiet Obersalzberg") mit ihren fünf Tunnelbauten und zeitweise den Bau des Nachrichtenbunkers des Oberkommandos der Wehrmacht in Zössen, dem damals größten Untertagebau Deutschlands (TICHY, 1990: 295). Wie aus den Veränderungsmeldungen in der NSDAP-Ortsgruppenkartei hervor geht, war er nur wenige Monate in Zössen.

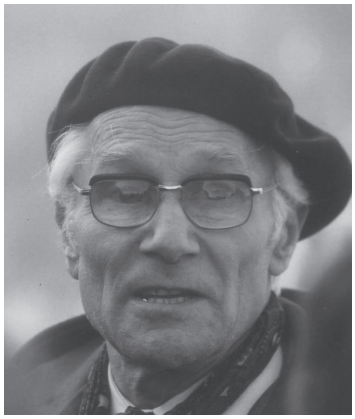


Abb. 18.
Leopold Müller, undatiert (GBA).

Den Nationalsozialisten Müller holte 1940 das politische System ein, für das er sich eingesetzt hatte. Im Zuge der Überprüfung seiner *„Abstammung"* übermittelte im Oktober 1940 das Reichsamt für Sippenforschung einen *„Abstammungsbescheid"* an das Oberste Parteigericht in München, welches ein Verfahren einleitete (Reichsstelle für Sippenforschung an Oberstes Parteigericht, 04.10.1940, BArch, R 9361-I/27529). Es war festgestellt worden, dass Müller im Sinne der Nürnberger Rassegesetze *„Mischling 1. Grades"* sei. Um in der NSDAP bleiben zu können, versuchte er mit einem Gutachten einer privaten *„Sippenkanzlei"* beim Reichssippenamt seine Beurteilung als *„Mischling 2. Grades"* zu erreichen (Beschluss des NSDAP Kreisgerichts München VII, 06.01.1944, STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Seine Großmutter Karoline Zerkowitz, geborene Guby (1853–?), war kurz nach Müllers Geburt aus dem Judentum ausgetreten (JÜDISCHE MATRIKEN, 1885; SLA, LRA 1920-1938 I 0118; STAUDACHER, 2009: 677). Das Schicksal von Müllers Mutter, Maria Theresia Zerkowitz (1885–?), konnte bisher nicht ermittelt werden.

Aus einer Veränderungsmeldung in der NSDAP-Ortsgruppenkartei geht hervor, dass Müller trotz eingeleiteter Parteigerichtsverfahren vorerst jedenfalls nicht aus der NSDAP ausgeschlossen wurde, sondern im Februar 1941 zur Ortsgruppe München überstellt wurde (IfZ, OGK, P-0038).

Frühestens 1941 kam er zur Organisation Todt, zunächst nach Belgien, dann nach Frankreich und schließlich auf die englischen Kanalinseln, wo er mit der Planung und dem Bau ausgedehnter Hohlraumbauten betraut wurde. In Norwegen war er am Bau der Eisenbahnstrecke zwischen Mo i Rana und Narvik maßgeblich beteiligt (Tichy, 1990: 295; Häusler, 2015: 78). Als Einheitsführer hatte Müller Verantwortung sowohl für die Bauausführung als auch für Personal (Beschluss des NSDAP Kreisgerichts München VII, 06.01.1944, STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller; Supreme Headquarters Allied Expeditionary Force Counter Intelligence Sub-Division, 1945: 124). Die am Bau der Eisenbahn beteiligten Zwangsarbeiter mussten um ihr Überleben kämpfen. Müller (1971: 178) sprach hingegen nach dem Krieg in Hinblick auf seine beim Eisenbahnbau gemachten Erfahrungen in der Felsmechanik über den Einsatz an einem Ort, wo „*die fruchtbringende Pracht der Einsamkeit der Polarnacht ein unvoreingenommenes Um- und Neudenken*“ gefördert habe. Da Müller seine Beurteilung als „*Mischling 2. Grades*“ nicht erreichen konnte, wurde er aus der NSDAP entlassen (ÖStA, AdR, BMI Beschwerdekommission, BK 2394/48). Er geriet letztlich in englische Kriegsgefangenschaft. Bereits 1944 schrieb er das Buch „Geomechanik“. Aber die Zeit sei „*nicht reif für eine solche Arbeit*“ gewesen, so Müller. Nach dem Krieg zeigte er das „*mühsam über die Fährnisse der Gefangenschaft hinübergerettete*“ Manuskript Ludwig Föppl (1887–1976), in der unerfüllten Hoffnung, es könnte für eine Habilitation ausreichen. Der Münchner Professor erkannte die Bedeutung des Manuskriptes nicht (Müller, 1965: 151).

Neben der noch nicht erkannten wissenschaftlichen Bedeutung beeinflusste die Entnazifizierung vorerst Müllers Nachkriegskarriere. Bei seiner NS-Registrierung im Juni 1946 in Salzburg gab er eine Mitgliedschaft der NSDAP bis 1940 an. Sein Ersteintritt 1933 blieb unerwähnt (Meldeblatt, 20.06.1946, STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Gleichzeitig reichte er ein Ansuchen um Ausnahme von der Registrierung ein. Sein NSDAP-Eintritt wäre unter anderem erfolgt, um seine begonnene wissenschaftliche Karriere nicht zu gefährden und weil ihm „*zur Zeit des Münchner Abkommens […] ein Eintritt in die Partei auch politisch unbedenklich*“ erschien (Entregistrierungsgesuch, 29.06.1946, ebd.). Müller hatte seinen zweiten Antrag um Aufnahme in die NSDAP allerdings nicht zur Zeit des Münchner Abkommens Ende September 1938 gestellt, sondern, wie bereits erwähnt, Ende Mai des Jahres. Seine Mitgliedsnummer dürfte den österreichischen Behörden zum Zeitpunkt der NS-Registrierung noch nicht bekannt gewesen sein und es gelang ihm, eine Registrierung als Illegaler zu vermeiden.

Eine der im Verbotsgesetz 1947 vorgesehenen Sühnefolgen für ehemalige NS-Angehörige war ein Berufsverbot als Ziviltechniker oder Ziviltechnikerin. Der beim Kraftwerksbau in Kaprun tätige Müller suchte Anfang 1947 um Erteilung der Befugnis eines Zivilingenieurs für Bauwesen an und absolvierte am 12. Juni in Linz die erforderliche kommissionelle Prüfung. Müllers eidesstattliche Erklärung, er sei 1940 aus der NSDAP ausgeschlossen worden, war für die Ingenieurskammer ausreichend (Ingenieur-Kammer für Oberösterreich und Salzburg an Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau, 12.06.1947, Zl. 2/47, ÖStA, AdR, HBbBuT BMfHuW Titel ZivTech M-R 6605). Eine der vorgelegten Prüfungsfragen betraf den zu diesem Zeitpunkt maßgebenden Instanzenzug für die Verleihung der Ziviltechnikerbefugnis. Die mit „*genügendem Erfolg*“ abgelegte Prüfung dürfte für Müller auch einen gewissen Informationscharakter gehabt haben (Ingenieur-Kammer für Oberösterreich und Salzburg, Protokoll der Prüfungskommission, 12.06.1947, Zl. 2/47, ebd.). Schon am Tag nach der Prüfung registrierte er sich gemäß dem Verbotsgesetz 1947 und gab erneut an, nur bis 1940 der NSDAP angehört zu haben (Meldeblatt, 13.06.1947, STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Gleichzeitig reichte er ein Ausnahmegesuch gemäß § 4 Abs. (5) Verbotsgesetz ein und legte den Beschluss des Kreisgerichtes der NSDAP vom 6. Jänner 1944 als Beweis vor. Dieser Absatz des Verbotsgesetzes sah vor, dass Parteimitglieder, Angehörige der SA und Parteianwärterinnen und Parteianwärter, die aus politischen Gründen vor dem 1. Jänner 1945 ausgeschlossen wurden und dagegen keine Berufung eingelegt haben oder vor dem 1. Jänner 1944 ausgetreten sind, von der Registrierung ausgenommen waren. Mit Bescheid des Stadtmagistrats Salzburg wurde Müller in Folge aus der Registrierungsliste gestrichen (Bescheid des Stadtmagistrats Salzburg, 26.07.1947, Zl. 3/930/-47/R/kl.AB.303, ebd.). Die Salzburger Registrierungsstelle hatte Müllers Entlastungsstrategie akzeptiert. Der Leiter dieser Stelle in Salzburg war zeitweise paradoxerweise selbst ein ehemaliger NSDAP- und SA-Angehöriger, der später verhaftet wurde (Kriechbaumer, 2016: 195). Jedenfalls erhielt Müller mit Bescheid des Bundesministeriums für Handel und Wiederaufbau im Oktober 1947 die Befugnis zum Zivilingenieur für Bauwesen erteilt (Zl. 175.705-I/1-1947, ÖStA, AdR, HBbBuT BMfHuW Titel ZivTech M-R 6605).

Als Müller Ende 1947, Anfang 1948 um Erlaubnis für eine Reise nach Deutschland ansuchte, wurden die US-Besatzungsbehörden auf ihn aufmerksam. Er hatte im erforderlichen Fragebogen seine frühere NSDAP-Mitgliedschaft mitsamt Ausschluss bekannt gegeben und den Beschluss des NSDAP-Kreisgerichtes über den Parteiausschluss aus dem Jahr 1944 als Beweis vorgelegt. Da er in diesem Beschluss als „*Parteigenosse*“ angesprochen wurde, nahmen die US-Behörden an, dass er frühestens erst 1944 ausgeschlossen worden sein könne und „*wohl die angeblich 1940 getroffene Entscheidung angefochten*“ hätte. Bei einer Überprüfung in der Berliner Dokumentenzentrale hätte sich kein Akt gefunden, aus dem ersichtlich wäre, dass Müller „*im Jahr 1940 oder zu irgend einer anderen Zeit aus der Partei ausgeschlossen worden ist.*“ Die US-Behörden ordneten daher an, „*die Entscheidung der Salzburger Registrierungsstelle zu überprüfen, um ihre Gesetzlichkeit festzustellen*“ (Oberkommando der US Streitkräfte in Österreich, Erhebungsdienst an Bundeskanzleramt, 20.01.1948, Abschrift der Übersetzung, STARSBG, NS-Registrierung Leopold Müller). Für diese Überprüfung war die Beschwerdekommission im Bundesministerium für Inneres zuständig. Sie entschied im Juni 1948, dass 1940 kein Parteiausschluss erfolgt sei, so dass sein Ansuchen beim „*Sippenamt*“ um Anerkennung als „*Mischling 2. Grades*“ nicht als eine Berufung gewertet werden könne. Die Streichung aus der Liste sei daher nicht rechtswidrig erfolgt.

Abb. 19.
Leopold Müller bei der Verleihung der Haidinger-Medaille, 12. November 1985 (GBA).

Damit war Müller endgültig entnazifiziert (ÖStA, AdR, BMI, Beschwerdekommission, BK 2394/48). Es kann zusammengefasst werden, dass die Verleihung der Befugnis zum Zivilingenieur für Bauwesen unter der Annahme eines NSDAP-Parteiausschlusses 1940 erfolgte, was nachweislich nicht der Fall war.

Ein erster, 1948 im Österreichischen Ingenieur- und Architektenverein gehaltener Vortrag über Geomechanik fand, genauso wie Vorträge in verschiedenen nationalen Gruppen der Internationalen Bodenmechanischen Gesellschaft, „*nicht das geringste Echo*“ (Müller, 1965: 151). Im Jahr 1948 gründete er ein „Ingenieurbüro für Geologie und Bauwesen“, das erste seiner Art, dessen Sitz er 1949 von Kaprun nach Salzburg verlegte (Tichy, 1990: 295; Zl. AE 32.554/I/1/1950, ÖStA, AdR, HBbBuT BMfHuW Titel ZivTech M-R 6606.). In Salzburg rief er ab 1951 die „Internationale Arbeitsgemeinschaft für Geomechanik“ ins Leben. Aus ihr ging der „Salzburger Kreis“ und die „Österreichische Schule der Geomechanik“ hervor (Fettweis, 1974; Häusler, 2015; kritisch: Perz, 2017). Als sich Müller 1982 in die Gründungsjahre des Kreises zurückversetzte, meinte er, man müsse das vor dem Hintergrund der Zeit tun: „*Es war kurz nach dem Krieg; eine Zeit der Rückbesinnung und der Besinnung in die Zukunft, eine Zeit der guten Vorsätze, eine Zeit des Hinüberrettens wertvoller Gedanken aus der Vergangenheit und des Abfilterns von Untauglichem, das die Vergangenheit hinterlassen hatte. Es war eine Zeit, in der sehr viele Menschen wussten, dass es ein Glück bedeuten könne, neu beginnen zu dürfen*“ (Müller, 1982: 4). Der ehemalige Nationalsozialist Müller hatte zweifelsohne das Glück eines höchst erfolgreichen Neubeginns. Dies erfolgte unter Ausblendung der Frage des eigenen Engagements für den Nationalsozialismus und der Frage, wie viel Unglück dieses Engagement für viele brachte. Im Jahr 1964/65 hielt Müller als Lehrbeauftragter an der TH München die erste Vorlesung über Felsmechanik, 1965 wurde er Honorarprofessor an der TH Karlsruhe und 1977 Honorarprofessor für „Geotechnik und Felsbau“ an der Universität Salzburg. Er war an zahlreichen Patenten beteiligt und Konsulent bei Bauwerken auf nahezu allen Kontinenten. Im Jahr 1985 erhielt er die Haidinger-Medaille verliehen (Abb. 19).

Er legte 209 wissenschaftliche Veröffentlichungen vor. In einem Nachruf nimmt die Aufzählung der zahlreichen nationalen sowie internationalen Mitgliedschaften einen ganzen Absatz ein (Tichy, 1990). Seit 1984 wird jährlich von der Österreichischen Gesellschaft für Geomechanik der Leopold Müller Preis für hervorragende wissenschaftliche Arbeiten vergeben. Leopold Müller verstarb am 1. August 1988 in Salzburg.

Petrascheck, Wilhelm Josef

Anlass der Verleihung: Wiederaufbau- und 100-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. Juni 1951.
Begründung für die Verleihung: „*[…] ehemaliger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt, für seine Verdienste um die Geologie der Erze und Kohlen Österreichs*“ (Geologische Bundesanstalt, 1952: 10).

In früheren Darstellungen wird Wilhelm Petrascheck als Preisträger der Haidinger-Medaille öfters mit seinem Sohn Walther Emil Petrascheck (1906–1991) verwechselt. In der Festschrift der GBA 1999 kam es zu einer Verwechslung der Geburtsdaten (Hofmann, 1999: 395). Auf der Website der GBA wurde der Sohn anstatt des Vaters als Preisträger ausgegeben (Geologische Bundesanstalt, 2020). Die Ausstellung „BergWetter 1938“ übernahm die Darstellung der Website (Thaler et al., 2018: 52).

Wilhelm Petrascheck (Abb. 20) wurde am 25. April 1876 in Pancsova (damals Ungarn, heute Pančevo, Serbien) geboren. Seine Kindheit und Jugend verbrachte er in Leitmeritz (Litoměřice, Tschechien) und Dresden. Er studierte an der Technischen Universität Dresden und an den Universitäten Halle und Leipzig, wo er ein Schüler Hermann Credners (1841–1913) war. 1899 promovierte er in Leipzig mit einer Arbeit über die sächsische Kreide und war dann Einjährig-Freiwilliger im Egerländer Infanterieregiment Nr. 73. Bei Ernst Kalkowsky (1851–1938) am Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule Dresden wurde er 1900 Assistent. Im selben Jahr kam er als Volontär zur k. k. Geologischen Reichsanstalt und rückte 1902 zum Assistent, 1911 zum Adjunkt vor. Während seiner Dienstzeit an der Geologischen Reichsanstalt heiratete er 1903 Hildegard Tietze (1882–?), Tochter des damaligen Direktors der Anstalt Emil Tietze (1845–1931). Im Ersten Weltkrieg war er als Geologe beim Militär General Gouvernement in Lublin. Wegen „*Teilnahmslosigkeit*“ wurde seine Mitgliedschaft in der akademischen Verbindung Silesia (CV) in Halle (Saale) im Ersten Weltkrieg gestrichen. Im Jahr 1917 stieg er zum Geologen in der Reichsanstalt auf, trat aber Ende des Jahres 1918 aus der Anstalt aus. Mit Erlass vom 9. November 1918 wurde er von Kaiser Karl I. (1887–1922), zwei Tage vor dessen Verzichtserklärung auf die Ausübung der Regierungsgeschäfte in Österreich, zum ordentlichen Professor für Geologie, Paläontologie und Lagerstättenlehre an der Montanistischen Hochschule in Leoben ernannt. 1922/23 und 1935/36 war er in Leoben Rektor (Kühn, 1968: 172).

Petrascheck war Mitglied deutschnational-antisemitischer Vereine, wie dem „Verein für das Deutschtum im Ausland“ und dem Verein „Südmark“ (BArch, R 4901/20118). Im Spektrum der deutschnationalen Organisationen war der Verein „Südmark“ bereits vor dem Ersten Weltkrieg einer der radikalsten gewesen. Der 1889 in Graz gegründete

Abb. 20.
Wilhelm Petrascheck, undatiert (GBA).

Verein definierte in der Selbstdarstellung seine Aufgaben mit dem Schutz und der (Neu-)Ansiedlung deutscher Minderheiten in den gemischtsprachigen Gebieten Kärntens, der Steiermark und später Niederösterreichs. Er publizierte Artikel über die angebliche Bedrohung der nationalen Identität vieler so genannter deutscher Gebiete und seine Schriften hatten, so der Historiker M. Pieter Judson, einen aggressiven Ton. Der Verein definierte das „*Deutschtum*" nach rassischen Kriterien, um Juden davon auszuschließen (JUDSON, 2014: 65–66).

Nach der NS-Machtübernahme in Deutschland 1933 langten im BMU zweimal Ausreiseanträge für Reisen Petraschecks in das Deutsche Reich ein. Erstmals 1935 und erneut für eine Reise Anfang Jänner 1938 in das Ruhrgebiet sowie zu einer wissenschaftlichen Tagung der geologischen Vereinigung in Frankfurt (Zl. 22.958-I/2/35, Zl. 44.760-I/2/37, Österreichisches Staatsarchiv, Allgemeines Verwaltungsarchiv, in Folge: ÖStA, AVA, Unterricht KB PA verstorb.Prof. 17 2). DANNER (2015: 20) zeigte auf, dass sich Petrascheck noch vor dem „Anschluss" Österreichs in den Dienst des deutschen Vierjahresplanes stellte. Am 28. Juli 1937 sprach er in Berlin bei Wilfried von Seidlitz (1880–1945) vor, der im „Arbeitsbereich Keppler: Erforschung des deutschen Bodens" arbeitete. Für diese Reise langte im BMU kein Ausreiseantrag ein. Petrascheck berichtete in Berlin über die folgenden österreichischen Lagerstätten: Goldlagerstätte Pusterwald, Tauerngold, Bleiberg in Kärnten, Bleilagerstätte Rubland, Quecksilbervorkommen bei Dellach, Manganerzlagerstätte in der Veitsch, Spat-Eisenstein-Vorkommen bei Aussee, Kupfervorkommen Mitterberg und Nickelerzlagerstätte bei Schladming. Zudem wies Petrascheck auf die Blei-Zink-Lagerstätte an der Scharnitzalpe nördlich von Innsbruck, die Eisenerzlagerstätte bei Leoben, die Kupferhütte Brixlegg und das Eisenerzvorkommen bei Jenbach hin. Diese Lagerstätten waren bis dahin nicht in die deutschen Untersuchungen einbezogen worden (ebd. 20). Bei dieser Besprechung mit Seidlitz lieferte Petrascheck nicht nur Wissen über österreichische Lagerstätten an das nationalsozialistische Deutschland aus, sondern positionierte sich bei der Beschreibung des Eisenerzvorkommens in Jenbach klar antisemitisch: „*Die Hütte steht, gehört aber einem Juden*" (Akten-Notiz über eine Besprechung mit Herrn Professor Petraschek aus Leoben, 28.06.1937, GBA, Lagerstättenarchiv). Gemeint waren die Jenbacher Berg- und Hüttenwerke und ihr Eigentümer Friedrich Reitlinger (1877–1938), der bereits wenige Monate später verstarb. Gemeinsam mit seiner Tochter beging er im Zuge des „Anschlusses" am 14. März 1938 in seinem von der SS umstellten Haus Selbstmord. Nach dem Tod Reitlingers wurde sein Besitz mitsamt dem Werk in Jenbach beschlagnahmt und dann an Ernst Heinkel „arisiert" (MEIXNER, 2000, 2001).

Da Petrascheck im Arbeitsbericht für 1938 nicht als Mitarbeiter der illegalen Lagerstättenforschungsstelle Armin Dadieus und Robert Müllers angeführt ist, vermutet DANNER (2015: 20), dass Petrascheck entweder dieser Forschungsstelle angehörte oder „*in eigener Mission*" sein Wissen weitergegeben habe. Die neuere Forschung zeigt weitere Unterstützung dieser Forschungsstelle durch Petrascheck. Sein Assistent, Frank Schwarz (1902–?), wurde im Sommer 1937 von Petraschecks Lehrkanzel zu Robert Müller an das Institut für Hüttenchemie überstellt. Dort führte er Untersuchungen über Tone und Bleicherden durch. In einem über Petrascheck vor dem „Anschluss" bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft eingereichten Förderantrag betonte Schwarz, dass er und seine Frau „*selbstverständlich deutsch-arisch*" wären (Curriculum vitae, 12.10.1937, BArch, R 73/14654). Noch 1937 kam es zur Auszahlung von Fördergeldern. Wegen der „*Bedeutung und Wichtigkeit der Tonforschung*" wurde Schwarz nach dem „Anschluss" in eine Arbeitsgemeinschaft von Carl Wilhelm Correns in Rostock einbezogen (Beurlen an Schwarz, 09.05.1938, ebd.). Schwarz setzte seine Forschung, nun im Auftrag der Reichsstelle für Bodenforschung unter Führung von Armin Dadieu, mit besserer finanzieller Ausstattung fort (Schwarz an Deutsche Forschungsgemeinschaft, 24.10.1938, ebd.).

Im Jahr 1938 wurde Petrascheck Mitglied der Nationalsozialistischen Volkswohlfahrt (NSV). Nachdem JONTES (2012: 274) einen Fragebogen aus dem September 1938 veröffentlichte, in dem nach DANNER (2015: 20) die NSV-Mitgliedschaft Petraschecks retuschiert war, wurde die Mitgliedschaft zu dieser Massenorganisation erst durch dessen Forschung mit österreichischen Quellen bekannt. Gegenüber NS-Behörden führte Petrascheck als „*politische Betätigung*" vor 1938 an: „*Pflege fachlicher Beziehungen zum Reich*" (BArch, R 4901/20118). Mitglied der NSDAP wurde er nicht (ebd.; IfZ, OGK). In der Steirischen Kohlenbergwerke AG wurde er 1938 in den Verwaltungsrat kooptiert (Zl 11.397-I/2/37, ÖStA, AVA, Unterricht KB PA verstorb.Prof. 17 2). Zu Petraschecks Arbeit über die Braunkohlen in der NS-Zeit liegt im Bestand der Deutschen Forschungsgemeinschaft umfangreicher Schriftverkehr vor. Die ursprünglich 1939 auf ein halbes Jahr ausgelegte Gemeinschaftsarbeit über „chemische und petrographische Untersuchungen an den Braunkohlen des Sudetengaues und der Ostmark" wurde bis 1944 immer wieder verlängert (BArch, R 73/15684). Diese Untersuchung der günstigsten und produktivsten Verwendungs- und Verwertungsmöglichkeiten der Braunkohlen der Ostmark waren bald als kriegswichtig anerkannt worden und wurden zum Teil veröffentlicht (Beurlen an Reichsforschungsrat, 23.03.1940, BArch, R 73/15681; CIBRAN et al., 1943). Im Schriftverkehr mit den zuständigen Stellen erhielt Petrascheck die Schreiben aus Berlin nach „Leoben (*Ostmark*)" zugesandt. Er ließ es sich aber nicht nehmen, noch bis Oktober 1942 „Leoben (*Österreich*)" in seinen Briefköpfen zu belassen (BArch, R 73/13581 und R/73/15684). Diese kleinen Provokationen erfolgten zu einem Zeitpunkt, als

selbst die Bezeichnung „Ostmark“ schon längst durch „Alpen- und Donau-Reichsgaue“ ersetzt war. Im Laufe des Krieges wurden Assistenten eingezogen und die Arbeit stieß zunehmend auf Schwierigkeiten. 1944 berichtete Petrascheck über seinen Forschungsauftrag: „*Mangel aller technisch und wissenschaftlich geschulten Hilfskräfte, Luftschutzversorgungen, einmonatische Krankheit, dann noch tunlichste Aufrechterhaltung des Unterrichtsbetriebes haben meine Forschungsarbeiten vorübergehend nahezu zum Stillstand gebracht.*“ (Wilhelm Petrascheck, Forschungsauftrag Kennwort Braunkohleforschung, Quartalsbericht, 05.03.1944, R 73/15681).

Die Befreiung vom Nationalsozialismus stellte die Montanhochschule Leoben vor große Schwierigkeiten, unbelastetes Personal zu finden. Petrascheck war zwar Antisemit, zählte aber aufgrund fehlender NSDAP-Mitgliedschaft zu den wenigen unbelasteten Persönlichkeiten. Er vollendete 1946 allerdings das 70. Lebensjahr. Wegen zahlreicher Entnazifizierungsfälle an der Montanhochschule wurde es notwendig, dass er nicht in den Ruhestand trat. Auf Antrag von Rektor Franz Platzer, „*um den Ruf unserer Hochschule nicht zu gefährden*“ und den Lehrbetrieb aufrecht zu erhalten, wurde Petraschek vorerst ein „*Ehrenjahr*“ bewilligt und dann eine Honorarprofessur verliehen (Montanistische Hochschule Leoben an BMU, 24.06.1946, Zl. 26.021, ÖStA, AVA, Unterricht KB PA verstorb.Prof. 17 2). Für die Belassung Petraschecks am Lehrstuhl appellierte nicht nur Rektor Platzer, sondern auch Hans Leitmeier (1885–1967), der 1938 wegen seiner jüdischen Ehefrau von der Universität Wien vertrieben und 1945 zurückgekehrt war. Der Umstand, dass er der einzige in Wien anwesende Fachvertreter sei, sowie die „*wohl bekannte Lage des Nachwuchses in diesen Fächern*“, hatten ihn dazu veranlasst. Es gebe „*im ganzen deutschen Sprachraum kaum einen Mann, der Petrascheck wirklich ersetzten könnte, da dessen Sohn dermalen wohl nicht in Betracht kommen kann*“ (Leitmeier an Skrbensky, 26.07.1947, Zl. 37.257/III-9/47, ebd.). Wilhelm Petraschecks Sohn, Walther Emil Petrascheck, war Altparteigenosse der NSDAP (Mitgliedsnummer 6,199.841) und hatte in der NS-Zeit zuletzt in Krakau die geologischen Arbeiten des Reichsamtes für Bodenforschung geleitet (IfZ, OGK, Q-0067; ÖStA, AdR, BMU, PA Sign 20 Petraschek Walter [sic!]). Seine Erinnerungen liegen in veröffentlichter Form vor (Petrascheck, 1988). Wegen der Entnazifizierung vorerst für eine Professur nicht tragbar, war Walther Emil Petrascheck von 1945 bis Oktober 1947 auswärtiger Mitarbeiter der GBA, dann bei der Sowjetischen Mineralölverwaltung und bis Jänner 1950 beim Ministry of Coordination, Geological Department in Athen beschäftigt (Montanistische Hochschule Leoben an BMU, Zl. 187/III/1950, ÖStA, AVA, Unterricht KB PA verstorb.Prof. 17 2). Petrascheck Senior musste in Leoben immer weiter supplieren und erst im Februar 1950 trat Petrascheck Junior an seine Stelle. Gemeinsam veröffentlichten sie 1950 ein Lehrbuch auf dem Gebiet der geologischen Lagerstätten (Petrascheck & Petrascheck, 1950). Wilhelm Petrascheck verstarb am 16. Jänner 1967. Alleine in den Publikationsreihen der GBA und ihrer Vorläuferorganisationen waren an die 60 Veröffentlichungen des vielfach geehrten Wissenschaftlers zum Abdruck gekommen (Holzer, 1967: 3).

Abb. 21.
Josef Schadler, 1938 (ÖStA).

Schadler, Josef

Anlass der Verleihung: Wiederaufbau- und 100-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. Juni 1951.
Begründung für die Verleihung: „*[…] auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt, wurde für seine Verdienste um die Förderung und Anerkennung der Angewandten Geologie in Oberösterreich ausgezeichnet.*“ (Geologische Bundesanstalt, 1952: 10; Hofmann, 1999: 395).

Josef Schadler (Abb. 21) wurde am 29. August 1889 in Gmunden geboren. Er besuchte das Staatsgymnasium in Gmunden und legte 1908 die Reifeprüfung ab. Anschließend begann er ein Studium der Naturwissenschaften, insbesondere der Chemie, Physik und Mineralogie, an der Universität Graz und absolvierte einen einmonatigen Studienaufenthalt an der Zoologischen Station in Triest. 1911 erhielt er eine Anstellung als Assistent am Lehrstuhl für Mineralogie, legte die Lehramtsprüfung für Mittelschulen ab und promovierte im Juni 1933 in Geologie bei Rudolf Scharizer (1859–1935) mit der Dissertation „Beiträge zur Kenntnis der Einschlüsse der südsteirischen Basalttreppe nebst Bemerkungen zur Frage der Olivinbomben“. Im Oktober 1913 meldete sich Schadler als Einjährig-Freiwilliger und wurde dem k. k. Landesschützen-Regiment Nr. I (Gebirgstruppe) in Trient zugewiesen. Nach Kriegsbeginn kam er im August 1914 an die Ostfront, wo er im folgenden Monat bei Gródek verwundet wurde. Nach seiner Genesung befand sich Schadler von Dezember 1914 bis März 1915 im Kriegseinsatz an der Karpatenfront, wo er schwer erkrankte und schließlich der Reserveoffiziersschule in Steyr als Instruktionsoffizier zugeteilt wurde. Nach der Enthebung aus dem Militärdienst war er von 1917 bis 1918 als Werkchemiker der Karbid- und Kalkstickstofffabrik in Sebeniko (Kroatien) tätig und dann beim Ministerium für Land- und Forstwirtschaft als Vertragsbeamter mit der Erkundung von Phosphatablagerungen in Österreich beschäftigt. Daraufhin wurde er 1920 als ständiges Mitglied in die staatliche Höhlenkommission aufgenommen und arbeitete eng mit dem antisemitischen Paläontologieprofessor Othenio Abel (1875–1946) zusammen (Mattes, 2019: 455–456; Lebenslauf, 15.03.1939, ÖStA, AdR, BMI, GA 133.267; zu Abel vgl. Taschwer, 2015, 2016).

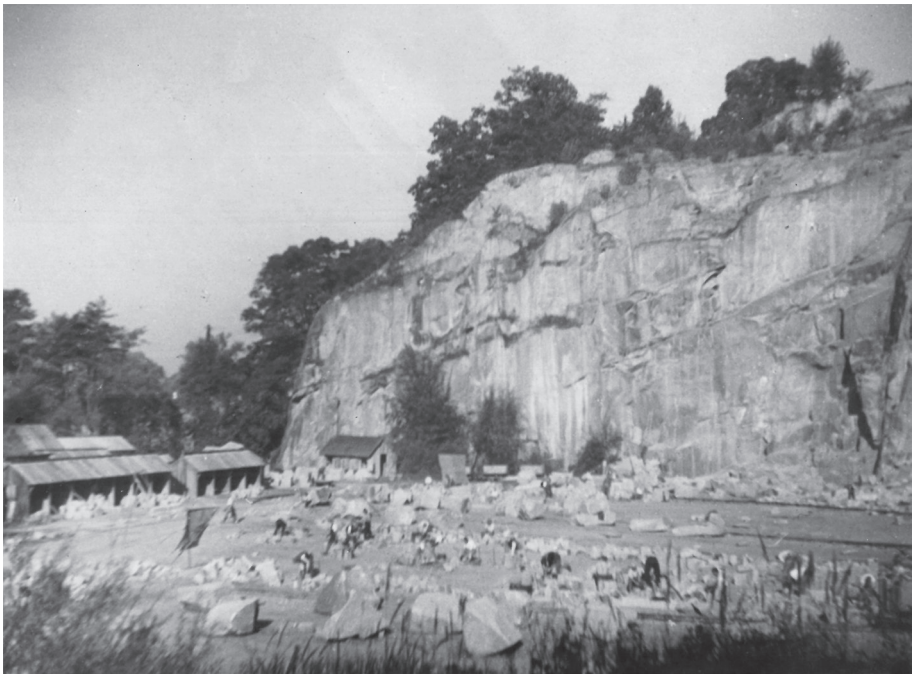


Abb. 22.
Mauthausen, Steinbruch Bettelberg, 1938 (GBA).

Von 1920 bis 1924 fungierte Schadler als Betriebsleiter der staatlichen Höhlenbauleitung und deren Laboratorium in Gmunden, später wurde er der Höhlenbauleitung in Peggau zugewiesen, wo Schadler mit dem Abbau der phosphathaltigen Höhlensedimente aus der Drachenhöhle bei Mixnitz beauftragt wurde. Weiters nahm er 1922 an der Gründung der Speläologischen Gesellschaft in Wien unter Abel teil und wirkte während der 1920er Jahre bei paläontologischen und prähistorischen Ausgrabungen in der Drachenhöhle mit. Nach Auflösung der Österreichischen Höhlendüngeraktion erhielt Schadler 1924 eine Anstellung bei den Arsenik-Werken in Złoty Stok (Südpolen), wo er mit der Prospektion und Untersuchung von Arsenerz-Lagerstätten betraut wurde. Im Folgejahr wurde er zum Korrespondenten der Geologischen Bundesanstalt und des Naturhistorischen Museums in Wien ernannt. Im Rahmen seiner Tätigkeit für die Arsen-Industrie bereiste Schadler 1926 in einer zehnmonatigen Studienfahrt Brasilien, Chile und Argentinien und wurde dann 1927 einem Werk in Italien zugeteilt. Von 1928 bis 1930 leitete er ein Werk in Siebenbürgen zur Phosphatgewinnung in der Cioclovina Höhle. Im Rahmen der Vorbereitungen zu einer Festschrift zum 100-jährigen Bestehen des Oberösterreichischen Landesmuseums erhielt Schadler 1931 eine Anstellung unter dem Direktor Theodor Kerschner (1885–1971) und wurde 1940 zu dessen Stellvertreter ernannt. Ab 1935 war er als auswärtiger Mitarbeiter der GBA mit der Neuaufnahme des Blattes Linz-Eferding betraut und baute nach dem „Anschluss“ 1938 eine eigene Dienststelle in Linz auf (Mattes, 2019: 455–456).

Eigenen Angaben zufolge trat er im März 1937 der NSDAP bei und erhielt die Mitgliedsnummer 37.226, die wegen des Parteiverbotes aber nicht von der Reichsleitung der NSDAP bestätigt werden konnte. Seine Mitgliedsbeiträge zur illegalen Partei zahlte er im Linzer Museum. Im Oktober 1938 erhielt er, mit vordatiertem Eintrittsdatum 1937, die Mitgliedsnummer 6,315.937 und damit die Anerkennung als Illegaler/Altparteigenosse. Für seine „*Verdienste um die Wiedervereinigung Österreichs mit dem Deutschen Reich*“ erhielt er die sogenannte Ostmarkmedaille (Personal-Fragebogen, 30.05.1938 und Karteikarte BMI-Karteikarte, ÖStA, AdR, BMI, GA 133.267). Unmittelbar nach dem „Anschluss“ wirkte Schadler bei der Errichtung des Konzentrationslagers Mauthausen mit. Der Ankauf von Grund und Boden sowie die Verpachtung der Steinbrüche in Mauthausen, die im Besitz der Stadt Wien waren, erfolgte vom April bis August 1938. Darüber wird in einem internen Schreiben des Magistratsdirektors Rudolf Hornek (1879–1945) an den Wiener Bürgermeister wie folgt berichtet:

„*Heute* [8. April 1938] *haben der Sturmbannführer* [Arthur] *Ahrens der Reichsführung der SS-München, Karlsstraße 10, und der Geologe des Landesmuseums in Linz, Professor Dr. Schadler, bei mir vorgesprochen und mitgeteilt, dass in Mauthausen ein staatliches Konzentrationslager für 3000 bis 5000 Leute errichtet werden soll. In Betracht kommen 2 Steinbrüche, die der Stadt Wien gehören, und zwar der außer Betrieb stehende Steinbruch ‚Wiener Graben‘ und der in Betrieb stehende Steinbruch ‚Bettelberg‘* [Abb. 22]. *Nach Ansicht des Prof. Dr. Schadler ist die Möglichkeit einer Verwertung der beiden Steinbrüche gegeben.*

Die beiden Herren haben gebeten, dass sie bis heute 16:00 Uhr die grundsätzliche Zustimmung erhalten, dass die beiden Steinbrüche der Reichsführung SS zur Verfügung gestellt werden. […]

Im Steinbruch werden derzeit 100 Mann beschäftigt. […] Die 100 Arbeiter sollen nach den Erklärungen der beiden Herren als Vorarbeiter im Konzentrationslagerbetrieb verwendet werden.

Ich bin der Meinung, dass die beiden Steinbrüche der Reichsführung SS zur Verfügung zu stellen sind und dass über weitere Einzelheiten der Überlassung noch im Wege der Reichsstatthalterei zu verhandeln sein wird, wobei sich die Stadt Wien den Eigenbedarf an Steinmaterial wird sichern müssen und für die Überlassung der Steinbrüche eine entsprechende Entschädigung zu fordern sein wird“ (Botz, 2008: 345).

In Schadlers Nachlass sind aus dem Jahr 1938 mehrere Karten aus der Umgebung von Mauthausen überliefert, zu denen aber keine erklärenden Unterlagen aufgefunden werden konnten (AGBA, Sammlungen Schadler SA/2). Gesichert feststellbar sind 1938/39 zahlreiche Untersuchungen über Baugrund und Baumaterialien im Auftrag der Hermann-Göring-Werke, der Reichsautobahn (Strecken Passau-Linz-Amstetten, Salzburg-Mondsee-Attersee, Salzburg-Wien), für die Ennskraftwerke und für den Bau der Linzer Brücke. Zusammen mit Hermann Vetters begutachtete Schadler Gebiete der Umgebung von Linz und Wels über das Vorkommen von Tonen zur Ziegelfabrikation und für Großbaugründe. Die geologische Landesaufnahme auf Blatt Linz-Eferding setzte er fort, „*zu dessen Fertigstellung nur noch wenige Tage benötigt*“ wären (Beck, 1939: 10; Josef Schadler, Reichsautobahn – Strecke Salzburg – Wien: Neue Linienführung im Abschnitt Schwarzenbach-Nussdorf: Geologische Beurteilung, AGBA, A 14817-R). Das Blatt Linz-Eferding konnte letztlich erst 1952 veröffentlicht werden. Zudem legte er eine Zusammenstellung der Beryllvorkommen in Oberösterreich, nun Oberdonau, und einen Bericht für den Flughafen Hörsching vor (Josef Schadler, Beryll-Vorkommen im kristallinen Grundgebirge von Oberdonau, 19.09.1938, GBA Bibliothek, 4568,40; Josef Schadler, Flughafen Hörsching bei Linz: Geologische Verhältnisse, 07.11.1938, Abschrift, AGBA, A 14793-R). Er war Sachbearbeiter für die Untersuchungen an den Phosphoritlagerstätten von Prambachkirchen 1938/39, wo ca. 100.000 Tonnen nachgewiesen wurden. Es konnte aber, da zum Teil unter dem Grundwasserspiegel liegend, nicht abgebaut werden (Erich Haberfelner, Die geologischen, geophysikalischen und bergmännischen Untersuchungsarbeiten in der Ostmark 1938–1943, o.D., GBA, Lagerstättenarchiv). Gemeinsam mit Kurt Ehrenberg (1896–1979) wurde er vom SS-Ahnenerbe beauftragt, Grabungen in der Salzofenhöhle (Totes Gebirge) durchzuführen und die von Otto Körber (1886–1945) aufgestellte These, dass sich dort die höchstgelegene prähistorische Siedlungsstätte innerhalb des Deutschen Reichs befinde, zu überprüfen (Mattes, 2019: 456). Im Mai 1941 nahm Schadler an der Gründungsversammlung des „Reichsbundes für Karst- und Höhlenforschung“ in Salzburg teil und wurde als stellvertretendes Mitglied des Forschungsbeirates bestellt. Die Aufgabe des Bundes war die Zusammenfassung der höhlenforschenden Vereine und Einzelpersonen zu gemeinsamer Arbeit mit gleicher wissenschaftlicher Ausrichtung. Während des Zweiten Weltkriegs galten sowohl die praktische als auch die wissenschaftliche Höhlenkunde als kriegswichtig (Danner, 2017: 49–51, 126).

Von 1942 bis 1943 war er nach Häusler (2015: 76) als Wehrgeologe der Organisation Todt im besetzten Norwegen eingesetzt. Ende November 1942 kartierte er den Gulosenfjord bei Øysand, 20 km südwestlich von Trondheim. Häusler (ebd.) vermutete, dass diese geologischen Aufnahmen im Zusammenhang mit der Planung einer strategischen Marinebasis und der Anlage einer Stadt erfolgt sein könnten. In seinem Tagebuch berichtete Joseph Goebbels am 9. Juli 1940, Hitler habe große Pläne mit Norwegen: „*Neben Drontheim eine große deutsche Stadt, wahrscheinlich Nordstern mit Namen. Phantastisch gebaut. Von dort Autobahn bis Klagenfurt durch. Eine Verbindung quer durch das germanische Reich*“ (Goebbels, 1998). Im April 1943 kartierte Josef Schadler auf der Insel Gossa, nordwestlich von Molde (Häusler, 2015: 77). Dieser Teil der Küste in der Mitte Norwegens war für die Wehrmacht und die Kriegsmarine von strategischer Bedeutung, um im Fall einer alliierten Landung die Teilung des besetzten Norwegens und das Abschneiden der deutschen Nachschublinien aus dem Norden zu verhindern. Für den Bau von Stellungen und des größten deutschen Militärflughafens im besetzten Norwegen – in Zusammenarbeit von Luftwaffe und Organisation Todt – wurden mehrere Arbeitslager errichtet. Ein Viertel der über 2.000 Personen zählenden Bevölkerung der Insel Gossa wurde vertrieben. Auf die Insel kamen 2.000 deutsche Soldaten und rund 1.000 Kriegsgefangene sowie 600 zivile Zwangsarbeiter (Abb. 23, 24). Die Lebensbedingungen der Arbeitssklaven waren schwer: Kälte, Hunger, tägliche Gewaltanwendung und auch Exekutionen. Die Sterblichkeitsrate ist unklar, da eine unbekannte Anzahl der Verstorbenen oder Ermordeten kein Begräbnis erhielt, sondern deren Leichname einfach ins Meer geworfen wurden (Jasinski, 2013).

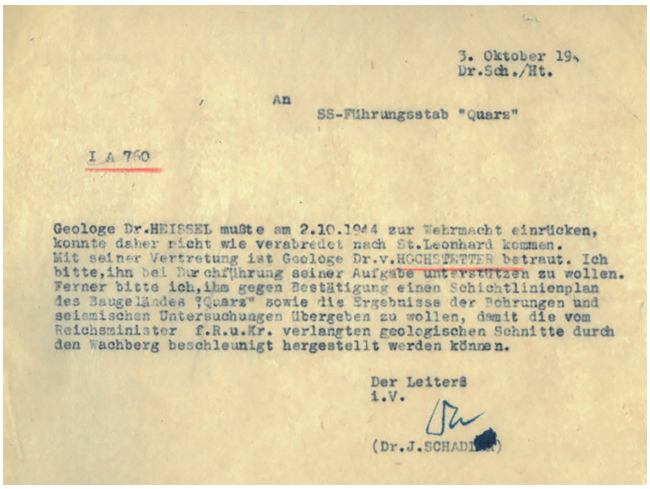
Abb. 23.
Sowjetische Zwangsarbeiter auf Gossa, undatiert (Romsdalsmuseum Molde).

Abb. 24.
Polnische Kriegsgefangene in Bud, undatiert. Der Mann ganz rechts übergab das Foto an die lokale Bevölkerung, die ihm Essen überlassen hatte. Freundlicher Hinweis von Anne Holen Helseth (Archiv der Gemeinde Fræna).

Ab November 1944 übernahm Schadler von Hans Peter Cornelius die Stellvertretung des Leiters Franz Lotze der Zweigstelle Wien des Reichsamtes für Bodenforschung (Abb. 25). Nach SCHEDL & PIRKL (1999: 150) dürfte Schadler, obwohl er ebenso wie Cornelius Nationalsozialist war, auf größere Akzeptanz bei den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der Anstalt gestoßen sein als sein Vorgänger. Nachdem das Palais Rasumofsky, das Gebäude der Zweigstelle Wien, im März 1944 bei einem Fliegerangriff schwer beschädigt wurde, richtete Schadler im Auftrag des Reichsamtes für Bodenforschung zusammen mit der Geologin Gerda Woletz (1916–2017) ein Ausweichquartier in Wilhering bei Linz ein. Als zusätzlicher Standort wurde das Stift Kremsmünster ausgewählt (ebd. 150–151). Den Einmarsch der Roten Armee erlebte Schadler in Oberösterreich und setzte „*unmittelbar*“ nach dem Ende der Kampfhandlungen seine Arbeit, etwa bei der Kartierung des Blattes Linz-Eferding, fort (Erwin Veit, Bericht über die Ereignisse von Ostern 1945 bis Ende Mai 1945, 25.10.1945, GBA, Lagerstättenarchiv; SCHADLER, 1949).

Nach dem Zusammenbruch der NS-Diktatur zog Franz Lotze mit Unterstützung von Schadler eine „Geologische Landesanstalt von Österreich“ in Kremsmünster auf. Sie erhielten, um dieser Stelle einen entsprechenden äußeren Amtscharakter zu geben, mündlich die Anerkennung von der neuen Oberösterreichischen Landesregierung. In dieser Anstalt sammelten sich überwiegend Nationalsozialisten (SCHEDL, 1999: 152). Bei Besprechungen mit dem Landeshauptmann und seinem Sekretär wurde festgestellt, dass die Weiterarbeit „*völlig rechtmäßig*“ geschehe und dass bei Schwierigkeiten die Landeshauptmannschaft Hilfestellungen leisten würde (Aktennotiz über eine Besprechung mit Landeshauptmann Dr. Eigl am 26. Juni 1945 in Linz, 28.06.1945; Aktennotiz über eine Besprechung mit Herrn Dr. Hirsch am 13. Juli 1945 in Linz, 15.07.1945, GBA, Lagerstättenarchiv). In Wien sah man das anders. Da Lotze mit der Amtskasse von Wien geflüchtet sei, leitete die legitime Geologische Staatsanstalt in Wien polizeiliche Ermittlungen gegen ihn ein. Die Stelle in Kremsmünster wurde im September 1945 liquidiert (SCHEDL, 1999: 152). Im Jahr 1945 führte die Geologische Staatsanstalt Schadler als auswärtiger Mitarbeiter (GÖTZINGER, 1946).

Erst 1946 wurde Schadler von seinem Amt im Landesmuseum entlassen (PREY, 1980). Im Registrierungsverfahren behauptete er, dass er seine „*Zugehörigkeit zur NSDAP niemals mißbrauchte und jederzeit ein positives Verhalten für* [s]*eine Heimat Österreich bewiesen*“ hätte (Schadler an Registrierungsamt Linz, 07.03.1946, Archiv der Stadt Linz, Städtische Registratur, NS-Registrierung, Listen Linz, Linz M, Blatt 16). In Folge wurde er 1947 als minderbelastet eingestuft (Meldeblatt 1947, ebd.). Ab 1947 veröffentlichte er wieder in den Publikationen der GBA (SCHADLER, 1947). Erfolglos suchte er 1949 um Wiederverwendung im Oberösterreichischen Landesmuseum an (AGBA, A 03775-BM). Nach dem Verlust seiner Ämter engagierte er sich innerhalb der Naturschutzbewegung, wurde zum Vorsitzenden des Landesbeirats für Naturschutz bestellt und Mitbegründer sowie erster Obmann der Landesgruppe Oberösterreich des Österreichischen Naturschutzbundes. Weiterhin wurde er mit der Neuerfassung und Begutachtung von Bodenrohstoffen betraut, unter anderem untersuchte er die Salzbergwerke von Bad Ischl, Bad Aussee und Hallstatt. 1950 wurde er zum Ehrenmitglied des Akademischen Senats der Universität Innsbruck und 1968 des Oberösterreichischen Musealvereins ernannt sowie 1965 mit dem Ehrenring der Stadt Linz und



3. Oktober 19..
Dr.Sch./Ht.

An
SS-Führungsstab "Quarz"

I A 760

Geologe Dr.HEISSEL mußte am 2.10.1944 zur Wehrmacht einrücken, konnte daher nicht wie verabredet nach St.Leonhard kommen. Mit seiner Vertretung ist Geologe Dr.v.HOCHSTETTER betraut. Ich bitte,ihn bei Durchführung seiner Aufgabe unterstützen zu wollen. Ferner bitte ich,ihm gegen Bestätigung einen Schichtlinienplan des Baugeländes "Quarz" sowie die Ergebnisse der Bohrungen und seismischen Untersuchungen übergeben zu wollen, damit die vom Reichsminister f.R.u.Kr. verlangten geologischen Schnitte durch den Wachberg beschleunigt hergestellt werden können.

Der Leiter
i.V.

(Dr.J.SCHADLER)

Abb. 25.
Schreiben von Josef Schadler an den SS-Führungsstab „Quarz“, 3. Oktober 1944 (GBA).

1969 mit dem Titel eines Professors ausgezeichnet (Mattes, 2019: 456). Schadlers Tätigkeit am Oberösterreichischen Landesmuseum in der Zeit von 1931 bis 1946, in die auch seine Beteiligung zur Errichtung des Konzentrationslagers Mauthausen fiel, wurden als „*Blütezeit der Entfaltung allseitiger geowissenschaftlicher Tätigkeit in Oberösterreich*“ verklärt (Kohl, 1978: 18). Die stellvertretende Leitung der Zweigstelle Wien des Reichsamtes für Bodenforschung am Ende der NS-Diktatur sei „*wohl die Krönung einer wissenschaftlichen Leistung*“ gewesen (Oberösterreichischer Musealverein, 1969: 30). Schadler verstarb am 8. April 1978.

Abb. 26.
Josef Stiny, undatiert (GBA).

Stiny, Josef

Anlass der Verleihung: Wiederaufbau- und 100-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: Das genaue Datum ist unbekannt, da Stiny bei der Feier am 12. Juni 1951 verhindert war. Er bedankte sich am 26. Juni für die Verleihung (AGBA, GBA-Protokollbuch, 1289/51).
Begründung der Verleihung: „*[…] Verdienste um die Vertiefung des Verständnisses für geologisches Denken im Ingenieurfach, besonders auf dem Gebiete des modernen Tunnel- und Wasserkraftbaues und Bauwesens in Österreich*“ (Hofmann, 1999: 395; vgl. auch Geologische Bundesanstalt, 1952: 10).

Josef Stiny (seit 1942: Stini, in Folge durchgehend: Stiny; Abb. 26) wurde am 20. Februar 1880 in Wappoltenreit, Niederösterreich, geboren. Nach dem Gymnasium absolvierte er die Hochschule für Bodenkultur in Wien und hörte dann an der Technischen Hochschule in Graz ergänzende Vorlesungen aus dem Bauingenieurfach. Später, schon neben seinem Ingenieurberuf, studierte er Geologie an der Universität Graz. Von 1903 bis 1911 war er bei der staatlichen Wildbachverbauung hauptsächlich in Tirol tätig, dann als behördlicher Fachreferent. Während des Ersten Weltkriegs war er als Landsturmingenieur mit vielen technischen Bauvorhaben, besonders der Raabregulierung, betraut. Von 1919 bis 1925 wirkte er als Professor für naturwissenschaftliche Fächer an der höheren Forstlehranstalt in Bruck an der Mur. Nach seiner Habilitation 1924 wurde er bald darauf zum ordentlichen Professor der Geologie an die Technische Hochschule Wien berufen (Kieslinger, 1958: 389).

Am 4. November 1938 stellte er handschriftlich einen Antrag auf Mitgliedschaft in der NSDAP direkt bei Reichskommissar Josef Bürckel. Die NSDAP habe er in der Verbotszeit durch Spenden für Flüchtlinge unterstützt und dadurch seine Stellung gefährdet, schrieb er (Stiny an Bürkel [sic!], 04.11.1938, BArch, R 9361-II/984328). Er wurde angewiesen, den Antrag bei einer NSDAP-Ortsgruppe erneut einzubringen (Nemec, 2013b). Laut einer politischen Beurteilung der zuständigen Ortsgruppe Kärntnerviertel sei Stiny bereits vor dem „Anschluss“ national eingestellt gewesen. So soll Stiny Verbindung mit der NSDAP aufgenommen, sich an Geldspenden beteiligt und nationalsozialistische Studierende der Hochschule gefördert haben. Sein Verhalten zu Partei und Staat sei aus nationalsozialistischer Perspektive „*gut*“ (NSDAP Gauleitung Wien, Personalamt, Hauptstelle Politische Beurteilung, Beurteilung der Ortsgruppe Kärntnerviertel, 19.06.1942, ÖStA, AdR, BMI, GA 41.914). In der politischen Beurteilung des Gaupersonalamtes hieß es, Stiny sei zwar vor dem „Anschluss“ nicht der NSDAP als Mitglied beigetreten, er habe aber die NS-Bewegung häufig und in weitgehendem Maße finanziell unterstützt. Aus seiner nationalsozialistischen Gesinnung mache er demnach „*nie ein Hehl*“ (Sicherheitsdienst des Reichsführers-SS, SD-Leitabschnitt Wien an NSDAP Gauleitung Wien, Gaupersonalamt, 31.01.1941, ebd.). Ähnlich war die Einschätzung an der Hochschule. Dem Fakultätsführer Friedrich Schaffernak und dem Dozentenbundführer Hans Schober zufolge habe sich Stiny nach dem März 1938 „*offen als Nationalsozialist bekannt*“ („Wissenschaftlich-charakterliche-politische“ Beurteilung, 17.10.1938, ebd.). Im Mai 1938 trat Stiny zudem dem Nationalsozialistischen Kraftfahrkorps (NSKK), einer Gliederung der NSDAP, bei (Nemec, 2013b: 293). Der NSKK war „*der berufene Banner- und Willensträger des Motorisierungsgedankens im neuen Deutschland*“ (Johanny & Redelberger, 1941: 97).

Anfang 1942 ersuchte der 62-jährige Stiny um vorzeitige „*Entpflichtung*“ von seinen Aufgaben an der Technischen Hochschule Wien, also um Emeritierung an. Dafür machte er gesundheitliche Gründe geltend. Er könne sich damit ganz der Vollendung zahlreicher, begonnener wissenschaftlicher, feldgeologischer Arbeiten widmen und dadurch dem Deutschen Reich mehr nützen als durch seine Tätigkeit an der Hochschule. In seinem Ansuchen ließ Stiny den weit zurückreichenden Konflikt zwischen den beiden geologischen Instituten der Hochschule anklingen, der sich in der NS-Zeit zugespitzt hatte: Er habe „*ohnedies nicht mehr den Wirkungskreis […] wie früher*“ (Stiny an Reichsministerium für Erziehung, Wissenschaft und Volksbildung, 08.01.1942, BArch, R 4901/25502). Dem Wunsch Stinys wurde vom Ministerium Ende März 1942 entsprochen und eine Honorarprofessur in Graz in Aussicht gestellt, doch musste er bis zum Wintersemester 1943/44 seinen Lehrstuhl an der Wiener Fakultät für Bauwesen weiter wahrnehmen (Diverser Schriftverkehr und Erlässe in BArch, R 4901/25502). Dem Führer des nationalsozialistischen Dozentenbundes Arthur Marchet zufolge war der Hauptgrund für die mit Ende März 1942 erfolgte Emeritierung, dass Stiny sich „*augenscheinlich an seiner Hochschule zurückgesetzt*“ fühlte. Marchets Bemühungen, Stiny vom Rückzug abzuhalten, seien vergeblich geblieben und es schien Stiny das Verhältnis besonders zu dem

Vertreter der Mineralogie der Hochschule, Professor Roman Grengg, „*ein unangenehmes*“ zu sein. Ursache dafür sei, so Marchet weiter, „*wohl einerseits die Art und Weise*“, mit der Grengg vorgehe und andererseits „*eine große Empfindlichkeit*“ von Stiny (Marchet an Gaupersonalamt, Hauptstelle für Politische Beurteilung, 15.06.1942, ÖStA, AdR, BMI, GA 41.914). Grengg, der durch seine illegale NSDAP-Mitgliedschaft seit 1932 noch besser in der Partei verankert gewesen sein dürfte als Stiny, nannte diesen auf der anderen Seite später einen seiner „*Getreuen*“ im Führungsteam der Bauleitung des Kraftwerks Kaprun. Gleich nach dem „Anschluss“ und dem „Spatenstich“ Hermann Görings im Mai 1938 hatte dieses Führungsteam begonnen, Pläne und Projektentwürfe für das geplante Großprojekt zu entwickeln (Reiter, 2014: 130–131, 175–176).

Nachdem seine Mitgliedschaft 1939 noch abgelehnt worden war, wurde Stiny am 9. April 1943 eingeladen, sich in der Ortsgruppe seine Mitgliedskarte der NSDAP abzuholen. Knapp nach der Aushändigung seiner Mitgliedskarte erhielt er eine Sachbeihilfe vom Reichsforschungsrat für die „Durchführung von Untersuchungen über die Abdichtung von Staudämmen und Untersuchungen von Lockermassen“ bewilligt (ÖStA, AdR, BMI, GA 41.914; Nemec, 2013b: 293). Vor seiner Emeritierung hatte Stiny versprochen, solange er noch arbeitsfähig sei, jährlich mindestens 50 bis 60 Druckseiten wissenschaftlicher Arbeit „*zu Nutzen des Reiches und der Allgemeinheit der Öffentlichkeit zu übergeben*“ (Stiny an Reichsministerium für Erziehung, Wissenschaft und Volksbildung, 08.01.1942, BArch, R 4901/25502). Dieses Versprechen hielt er ein, doch bildete die angewandte gutachterliche Tätigkeit für oftmals geheime Bauvorhaben in Folge den Schwerpunkt seiner Arbeit. Über Stiny existiert für die Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg die Erzählung, dass die Beurteilung „*irgendeines größeren Bauvorhabens in Österreich*“, so etwa besonders im Ausbau der Wasserkräfte, der Verkehrswege oder im Tunnelbau, nicht als abgeschlossen gelten konnte, bevor Stiny „*als die überlegene Autorität sich dazu geäußert und seine Billigung gegeben*“ habe (Clar, 1981). In diese Erzählung sollte die Zeit des Zweiten Weltkrieges einbezogen werden.

Gemessen an der Anzahl der in seinem persönlichen Archiv an der GBA überlieferten Gutachten und anderen Arbeiten nahm die angewandte Tätigkeit Stinys im Laufe des Krieges zu: 46 (1940), 79 (1941), 79 (1942), 93 (1943), 112 (1944). Er war in mehreren Außenlagern des KZ Mauthausen aktiv, sowohl bevor diese Lager errichtet waren als auch während ihres Betriebes. Am 8. Februar 1944 legte er ein „Geologisches Gutachten betreffend den Bau von Ausweichräumen im Wachberge bei Melk“ vor (AGBA, A 16946-R). Zum „Projekt Quarz“ liegt die umfangreiche Publikation von Perz (2014) vor. Für den Raum St. Aegyd und Umgebung (Rabl, 2008) legte Stiny am 14. Juni 1944 ein „Vorläufiges geologisches Gutachten betreffend Stollenplanungen“ vor (AGBA, A 16948-R). Am 28. Juni 1944 folgte ein „Geologisches Gutachten betreffend die Schaffung weiter Hohlräume bei Peggau, Steiermark“ (AGBA, A 14479-R.3; Perz, 2014: 179–180) und nach Befahrungen am 26. Juni 1944 (AGBA, A 14476-R.5) sowie am 11. Jänner 1945 (GBA, A 14476-R.7) legte er Berichte über die „unterirdischen Steinbrüche in Aflenz bei Wilden“ vor. Zu diesem Lager hat ebenso Perz (2006a) publiziert. Hier sollen in Folge nur etwas detaillierter auf die KZ-Außenlager Wien-Hinterbrühl und Loibl eingegangen werden.

Das 1912 durch Sprengung geflutete Gipsbergwerk in Hinterbrühl wurde seit 1932 als Schaubergwerk „Seegrotte“ touristisch genutzt. Am 1. Mai 1944 wurde es beschlagnahmt, um eine Produktionsstätte für Flugzeugteile der Heinkel-Werke zu errichten (Fröhlich, 2012; Perz, 2012). In Veröffentlichungen wird teilweise „Languste“ als Deckname für die Produktionsstätte und „Lisa“ für das Lager der Häftlinge angegeben (Uziel, 2012: 248; Mitter, 2020: 42; Stadt Wien, 2020). In seinen Unterlagen verwendete Stiny beide Decknamen für die Produktionsstätte. Er wohnte ganz nahe von dieser in der Hinterbrühler Hauptstraße und besuchte das Werk erstmals am 5. Juli 1944 sowie bis Jänner 1945 zumindest weitere fünf Mal. Die Aufträge für seine verschiedenen Gutachten erhielt er von der Direktion der Heinkel-Werke, der obersten Bauleitung der Organisation Todt und der Bauleitung der Firma Heberer. Am 14. August 1944 hielt er mit dem Bauleiter der Firma Heberer „*eine längere Besprechung über die geplanten Bauten und den Einfluss der geologischen Verhältnisse auf sie*“ ab (Josef Stiny, Baugeologisches Gutachten betreffend die vom Werke Lisa geplanten Anlagen, 14.08.1944, AGBA, A 16946-R). Stiny war der Meinung, dass sich die Seegrotte (Abb. 27) wenig zur Auffahrung großer Hohlräume eigne, die geplante Anlage rechtfertige sich „*wohl nur durch das Vorhandensein alter Räumlichkeiten, welche man nur umzugestalten*“ brauche. Man dürfe „*sich jedoch nicht der Hoffnung hingeben, dass die Arbeiten zur Brauchbarmachung der Gruben einfach, leicht und rasch auszuführen*“ seien. Er empfahl die Erweiterung der Anlage in Nordostrichtung. Das Gestein lasse sich „*im allgemeinen nicht schwer lösen*“, man müsse „*nur die richtige Art und Weise für den Arbeitsvorgang finden.*“ Der Pickel würde Stinys Einschätzung nach „*nur in gipsarmen Massen einigen Arbeitsfortschritt bringen*“ und er glaubte, dass sich Pressluftschrämmer „*recht gut bewähren*“ würden. Sollten die von ihm empfohlenen Schürfungen auf Gips ungünstig ausfallen, bestehe „*keine Hoffnung, die Anlage auf billige Art und rasch erweitern zu können.*“ Denn nur der Gips biete „*eine halbwegs vertretbare Möglichkeit*“ der Anlage von fünf bis acht Meter weiten Hallen. Er stellte zahlreiche Ablösungen und „*sogar einzelne recht gefährliche Strecken fest, wie z.B. den nicht umsonst so genannten Trümmergang.*“ Zudem schlug er verschiedene Sicherungsmaßnahmen vor, zog sich bei der Umsetzung seiner Empfehlungen aber aus der Verantwortung: „*Die Nutzanwendung aus dieser Anschauung überlasse ich jenen Ingenieuren, welche das Werk einzurichten und zu betreiben haben*“ (Josef Stiny, Werk Lisa, Beobachtungen am 11. August 1944, 14.08.1944, ebd.).

Ende Oktober 1944 wurde Stiny erneut für die Werkserweiterung durch einen Zufahrtstunnel und einen Schrägaufzug beigezogen. Es ist unklar, inwieweit die Pläne umgesetzt wurden (Josef Stiny, Baugeologisches Gutachten betreffend den Zufahrttunnel für das Werk „Lisa“, 29.10.1944, ebd.). Die Aufstellung der Pressluftanlage bewährte sich nicht so gut wie zuvor angenommen. Die Bauleitung teilte Stiny mit, dass sich frische Ablösungen zeigten, welche „*die Arbeiter, die aufgestellten Maschinen und die Erzeugung des Werkes bedrohen*“ und führte diese „*beunruhigende Erscheinung auf die Aufstellung eines Kompressors zurück, dessen Erschütterungen sich auf das Gebirge übertragen.*“ Der aufgestellte Kolbenkompressor erschüttere das Gebirge in einer Weise, welche man deutlich mit der Hand wahrnehmen könne. Im sogenannten

Abb. 27.
Lageplan des KZ-Außenlagers Hinterbrühl, 1944. Im Bereich der Baracken nördlich der Johannesstraße befindet sich heute eine Gedenkstätte (GBA).

„*Trümmergang*“ habe sich die Ablösung wesentlich gesteigert, obwohl diese Halle von der Pressluftanlage weit entfernt sei. Stiny brachte seine Befürchtung zum Ausdruck, dass die Kolben-Pressluftanlage „*in Zukunft im Werksgelände ernste Unfälle auslöst, den Betrieb erschwert und mit der Zeit vielleicht sogar weitgehend stört.*“ Es sei unbedingt notwendig, „*durchgreifende Massnahmen gegen die um sich greifenden Folgen des Betriebes der Kolbenanlage zu ergreifen.*“ Er empfahl daher, „*die bestehende Pressluftanlage durch eine rotierende zu ersetzen*“ (Josef Stiny, Geologisches Gutachten betreffend die frischen Gesteins-Ablagerungen im Werke Languste des Herrn Heberer in Hinterbrühl, 20.01.1945, AGBA, A 16940-R).

Nach Perz (2012: 28) wurden bis zu 1.600 Häftlinge in der „Seegrotte“ eingesetzt. In den Dachauer Mauthausenprozessen 1947/48 (US vs. Waldemar Barner et al., 1948) legten ehemalige Hinterbrühler Häftlinge Berichte über schwere Menschenrechtsverletzungen vor. Sie seien unter Schlägen durch das Tor des Werkes getrieben und bei leichten Vergehen verprügelt worden. Wenn ein SS-Aufseher der Meinung gewesen sei, Häftlinge würden nicht schnell genug arbeiten, seien diese oft bis zur Bewusstlosigkeit geschlagen worden. Selbst während eines Luftangriffes seien Häftlinge derart verprügelt worden, dass sie von anderen Häftlingen getragen werden mussten. Der politische Häftling Marcello Martini aus Italien überlebte das Lager und berichtete in seinen zuletzt veröffentlichten Erinnerungen über die katastrophalen Lebens- und Arbeitsbedingungen (Martini, 2007; Mitterhöfer, 2020). Die Heinkel-Produktionsstätten im Wiener Raum wurden Ende März 1945 vor der herannahenden Roten Armee in sogenannten Todesmärschen Richtung Mauthausen evakuiert. Mindestens 50 kranke Häftlinge wurden noch im Lager Hinterbrühl getötet, mindestens 150 weitere auf dem einwöchigen Marsch nach Mauthausen erschossen (Bernt-Koppensteiner, 2015; Fröhlich, 2012; Perz, 2006b: 451).

In Hinblick auf den „*fachgerechten*“ Kriegseinsatz von Wehrgeologen zählte Maier (2017: 19–20) in einem Kurzgutachten zum Forschungsstand der NS-Aufarbeitung der deutschen Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe die ab 1943 einsetzende Untertage-Verlagerung von Rüstungsbetrieben zu den „*grausamsten Regimen im Bereich der Sklavenarbeit*“. Außer der Tatsache des fachlich begründeten Einsatzes von Geologen bei der Untertage-Verlagerung konnte er in der Literatur lediglich kleinere weitere Hinweise in diesem Zusammenhang finden. In

der Literatur mit Bezug zum Gebiet der heutigen Republik Österreich wurde bereits umfangreicher über geologische Gutachtertätigkeit in der Untertage-Verlagerung der NS-Zeit diskutiert. QUATEMBER (2010) analysierte ein Gutachten des Tunnelbautechnikers Ladislaus Rabcewicz (1893–1975) für das „Projekt Kalk" (KZ Ebensee). Den Einsatz von KZ-Häftlingen habe Rabcewicz „*wie selbstverständlich ins Kalkül genommen.*" Quatember argumentierte, dass der Tunnelbautechniker für die Lebens- und Arbeitsbedingungen der Häftlinge nicht verantwortlich gemacht werden könne. Er hatte sich an Vorgaben der Auftraggeber anzupassen. Es sei auch nicht belegt, jedoch anzunehmen, dass Rabcewicz nach Abgabe des Gutachtens später wieder an die Baustelle in Ebensee zurückgekehrt sei. PERZ (2017: 256) hinterfragte dieses „*gewissermaßen entlastende Argument*", nach Abgabe des Gutachtens nicht mehr vor Ort gewesen zu sein. Er legte Belege vor, dass Rabcewicz noch während des Baus der Stollenanlage in Ebensee eng mit der Bauführung kooperierte und PERZ (2017) zeigte auch am Beispiel des Loibltunnels, dass Rabcewicz KZ-Baustellen tatsächlich besucht hatte. Analog zu dieser Diskussion kann Stiny nicht für die Lebens- und Arbeitsbedingungen der Häftlinge verantwortlich gemacht werden. Er kollaborierte im System der NS-Zwangsarbeit im Untertagebau jedoch umfangreicher, als dies von Rabcewicz oder anderen österreichischen Geologinnen oder Geologen bisher im Detail bekannt wäre. Er besuchte mehrmals KZ-Außenlager und kooperierte mit Bauführungen. Es kann davon ausgegangen werden, dass die fachlich-technischen Entscheidungen Einfluss auf die an den Baustellen zur Arbeit gezwungenen Personen hatten.

Der Loibltunnel in den Karawanken wurde als wichtige Nord–Süd-Verbindung für die Material- und Truppentransporte der Wehrmacht erachtet und zum Tunnelbau wurden Lager für Zwangsarbeiter auf nördlicher und südlicher Seite des Passes errichtet (ZAUSNIG, 1995). Am 19. September 1943 legte Stiny einen „Bericht über die geologischen Verhältnisse im Loibltunnel" vor. Es folgten mehrere kurze und längere Gutachten (AGBA, A 14701-R). Am 20. Oktober 1943 war es zur Aufstellung der Barackenunterkunft im KZ-Außenlager Loibl Nord gekommen (TIŠLER & TESSIER, 2007: 173). Noch im Oktober kam es zur Verlegung von Häftlingen in das bis dahin provisorisch geführte Nordlager. Diese Verlegungen hatten für die betroffenen KZ-Häftlinge den Charakter einer Strafverschärfung (ZAUSNIG, 1995: 143–144). Gemeinsam mit Rabcewicz nahm Stiny am 29. Oktober 1943 an einer Besprechung mit der Bauleitung des Loibltunnels teil (Amtsvermerk über die Besprechung am 29.10.1943 in St. Anna, 02.11.1943, AGBA, A 14701-R.11). Der Tunnel wurde von der Nord- und Südseite vorangetrieben und auf beiden Seiten Lager für die Zwangsarbeiterinnen und Zwangsarbeiter errichtet. Bei der Besprechung wurde der „*Vorschlag der Bauleitung (Aufbruch unmittelbar vor Beginn der Druckstrecke auf der Süd- und Nordseite, um vor allem den Ausbau der Druckstrecke zu betreiben, Zurückstellung der Arbeiten im Dolomit der Südseite als Pufferarbeit) als zweckentsprechend angenommen*" (ebd.). Stiny erwartete in der Druckstrecke eine Vermehrung des Gebirgsdrucks und Rabcewicz schlug eine neue Bauweise vor. In Hinblick auf diese Bauweise war Stiny zurückhaltend. Er hieß grundsätzlich den Vorschlag von Rabcewicz gut, erklärte jedoch, „*da es sich um eine völlig neue Bauweise handelt, über den Erfolg der Maßnahme kein Urteil abgeben*" zu können (ebd.). Zum Zeitpunkt der Besprechung am 29. Oktober 1943 waren im Richtstollen bei einem Vortrieb von fünf Metern pro Tag noch 220 Meter bis zum Durchschlag zu bohren. Für den feierlichen Durchschlag wurde auf Vorschlag der Bauleitung der 4. Dezember 1943 (Barbaratag) in Aussicht genommen. Dieses Ziel war aber mit einem Vortrieb von fünf Metern pro Tag nicht zu erreichen. Zudem erwarteten die Ingenieure einen geringeren Arbeitsfortschritt in der Druckstrecke. Es sei „*daher voraussichtlich notwendig, durch Vermehrung der Aufbrüche die Zahl der Angriffsstellen zu erhöhen, um den verlangten Fertigstellungstermin zu halten*" (ebd.). Gleichzeitig würden an den einzelnen Aufbruchsstellen mehr Pölzmineure wie in der normalen Dolomitstrecke benötigt. Es sei daher „*unbedingt zur Einhaltung des Termins notwendig, dass eine weitgehende Erhöhung des derzeitigen Standes an Pölzmineuren erreicht wird*" und würden daher zuzüglich zu den 25 bereits eingesetzten Pölzmineuren 200 weitere gebraucht (ebd.).

Trotz des erwarteten geringeren Arbeitsfortschritts in der Druckstrecke konnte der Vortrieb im November 1943 um 50 Prozent auf 7,5 Meter pro Tag gesteigert werden. Genau einen Monat nach der Besprechung erfolgte am 29. November der Tunnel-Durchstich. Die Firmenleitung der Universale wollte das Ereignis feiern, aber die Öffnung musste zugemauert werden und man bereitete einen neuen Durchstich für die Ankunft der hohen deutschen NS-Funktionäre vor. Schätzungen gehen von rund 40 ermordeten Häftlingen in den Loibl-KZs aus. Es wurden allerdings zahlreiche arbeitsunfähige Häftlinge nach Mauthausen zurückgeschickt. Die meisten Häftlinge wussten, dass dies eine „*Reise ohne Rückkehr*" war (TIŠLER & TESSIER, 2007: 65, 117, 234). Nach RABCEWICZ (1965) waren die Bauarbeiten für den Loibltunnel der erste Versuch der praktischen Durchführung der später als „Neue Österreichische Tunnelbauweise" bezeichneten Methode mit dem Grundgedanken der Hilfsgewölbebauweise bzw. der Dimensionierung auf Grund von Deformationsmessungen. Auf einer Tagung meinte RABCEWICZ (1965: 122) zur Geschichte der nach dem Ende des Nationalsozialismus als „neu" und „österreichisch" präsentierten Methode und den KZ-Bauarbeiten am Loibl: „*Ein erster – allerdings durch die Kriegsverhältnisse nicht befriedigend gelungener – Versuch der praktischen Durchführung*". Die „Neue Österreichische Tunnelbauweise" hat PERZ (2017) bereits kritisch diskutiert. In Hinblick auf die Biografie von Stiny bleibt die Frage offen, warum er sich im fortgeschrittenen Alter noch so intensiv für NS-Bauprojekte eingesetzt hat, nachdem er sich von der Universität aus gesundheitlichen Gründen entpflichten ließ.

Nach dem Zusammenbruch der NS-Diktatur enthob das wieder errichtete österreichische Staatsamt für Unterricht Stiny im August 1945 „*mit sofortiger Wirkung*" von der Lehrtätigkeit an der TH (Aktenvermerk zum Erlass vom 11.08.1945, Zl. 3088/III/4a/45, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 16 Stiny Josef). Innerhalb der Professorenschaft der TH gab es in Fragen der Entnazifizierung einen Zwiespalt: Während einige fürchteten, dass die TH durch eine ernsthafte Durchführung gegenüber anderen Hochschulen bei der Rekrutierung von Lehrpersonal ins Hintertreffen geraten könnte, traten andere, wie der Chemiker und Dekan Robert Strebinger (1886–1962), für eine rigorose Durchführung der Entnazifizierung ein: Die TH stehe „*als be-*

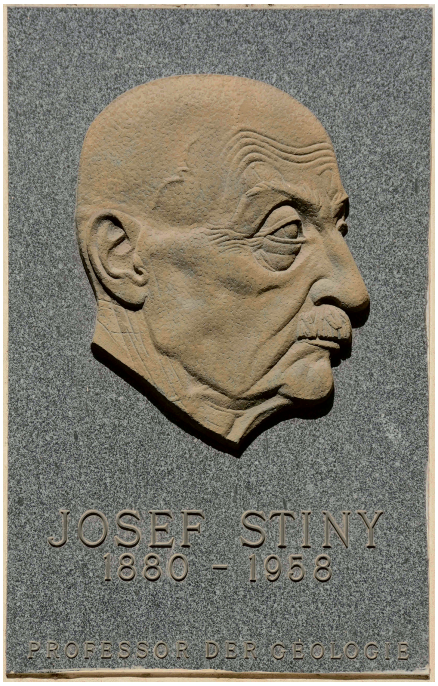


Abb. 28.
Josef-Stiny-Denkmal im Hof der TU Wien, 2013 (Peter Haas, CC BY-SA 3.0, Wikimedia Commons).

kannte Nazi-Hochburg nicht nur unter schärfster Kontrolle der Studentenschaft, sondern der gesamten Bevölkerung" und es müssten die Beschlüsse zur Säuberung des Lehrkörpers „*daher unter größtem Verantwortungsbewusstsein getroffen werden*" (EBNER, 2016: 164). Bei Stiny entschied sich die Sonderkommission für die weniger strikte Durchführung. In ihrer Entscheidung stellte sie im September 1945 fest, Stiny sei „*während der Zeit der nationalsozialistischen Gewaltherrschaft in Wort und Schrift für seine österreichische Heimat eingetreten*" und er habe eine „*hilfreiche Einstellung zu Verfolgten bekundet*". Worin diese Einstellung lag, wurde nicht ausgeführt (Erkenntnis der Sonderkommission, 15.09.1945, Zl. 29/SK/1945, Abschrift, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 16 Stiny Josef). Offenbar wollte man Stinys Tätigkeit während der NS-Diktatur – er hatte immerhin wenige Monate zuvor noch im System der NS-Zwangsarbeit kollaboriert – nicht zu genau hinterfragen. So wurde Stiny für tragbar erklärt und konnte seine Lehrkanzel „*seit Ende der Kampfhandlungen 1945 ununterbrochen*" supplieren (Rektorat der Technischen Hochschule an BMU, 07.06.1946, Zl. 1509/45, Durchschlag, ebd.). Im Mai 1946 wurde er in den dauernden Ruhestand versetzt (ebd.).

Die Versetzung in den Ruhestand bedeutete vorerst nicht das Ende von Stinys Tätigkeit an der TH. Er supplierte die drei Vorlesungen Technische Geologie für Bauingenieure, Landformenkunde und Lagerstättenlehre noch weiter. Nach dem Verbotsgesetz 1947 galt er als minderbelastet. Erst ein erneutes Ansuchen des Rektorats um Betrauung Stinys mit einem Lehrauftrag für das Wintersemester 1947/48 konnte vom Ministerium „*wegen Zugehörigkeit des Professor Stiny zu den registierungspflichtigen Personen nicht genehmigt werden*" (BMU an Rektorat der Technischen Hochschule, 01.12.1947, Zl. 72.488-III/9/47, ebd.). An seine Stelle trat nun vertretungsweise Hannes Mohr. Noch einmal, im Sommersemester 1951, sollte Stiny an eine Hochschule zurückkehren. Er supplierte Wildbach- und Lawinenverbauung an der Wiener Hochschule für Bodenkultur (BMU an Rektorat der Hochschule für Bodenkultur, 02.10.1951, Zl. 16.228-I/3/51, ebd.). Offenbar noch zu Lebzeiten Stinys erfolgte mit Beschluss des Gemeinderatsausschusses für Kultur vom 20. Oktober 1956 die Benennung der Stinygasse im 10. Wiener Gemeindebezirk (NEMEC, 2013b). Stiny verstarb am 28. Jänner 1958. Vor seinem Arbeitszimmer in der Technischen Hochschule wurde 1971 ein Denkmal für ihn enthüllt (Abb. 28), welches sich heute – ebenso wie das Denkmal für Alois Kieslinger – im Hof der TU befindet (KAHLER, 1971). Im Jahr 2013 stufte eine Kommission, welche die historische Bedeutung jener Persönlichkeiten untersuchte, nach denen Wiener Straßen benannt sind, die Benennung der Stinygasse als historisch kritisch ein (NEMEC, 2013b).

Stowasser, Hermann

Anlass der Verleihung: 130-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. Juni 1979.
Begründung für die Verleihung (ursprünglich nicht veröffentlicht): *„[…] einen verdienten Erdölgeologen […] trat zunächst in die Dienste der Rohöl-Gewinnungs-AG (RAG), später wurde er Mitarbeiter der Österreichischen Mineralöl-Verwaltung (ÖMV). Besondere Verdienste erwarb er sich durch seine Vorlesungen über Erdölgeologie an der Universität Wien bzw. an der Montanistischen Hochschule in Leoben*" (HOFMANN, 1999: 395).

Hermann Stowasser (Abb. 29) wurde am 17. September 1908 in Wien geboren. Er besuchte die Bundesrealschule Wien IV, die er 1926 abschloss. Ab dem Wintersemester 1927 studierte er an der Universität Wien, vorerst mit grundlegenden Vorlesungen über die naturwissenschaftlichen Fächer, musste aber als Werkstudent das Studium mehrmals unterbrechen (WESSELY, 1994). Er wurde mit 1. Oktober 1932 bei der Ortsgruppe Wien der NSDAP als Mitglied mit der Nummer 1,301.335 geführt (Mitgliedschaftsamt München an Gauschatzmeister Wien, 20.09.1939, BArch, R 9361-II/990011). Seiner eigenen Darstellung zufolge betätigte er sich auch nach dem Parteiverbot 1933 weiter für die NSDAP. Um seine illegale Tätigkeit für die NS-Bewegung zu betonen, behauptete er zudem, seinem Bruder geholfen zu haben, der als SA-Mitglied nach Deutschland geflüchtet und in der Österreichischen Legion war. Stowasser stellte Anfang 1935 seine Beitragsleistung für die NSDAP ein, da es im Wiener Gemeindebezirk Wieden zu polizeilichen Aufdeckungen der getarnten Partei kam (Personal-Fragebogen, 21.07.1938, ebd.). Laut einer Meldung seiner Ortsgruppe wurde er vor dem „Anschluss" wegen nationalsozialistischer Betätigung polizeilich mit einer Geldstrafe von 275 Schilling bestraft (Befürwortung der NSDAP-Ortsgruppe Mommsengasse, o.D., ebd.).

In den Sommern 1935 bis 1937 arbeitete er an seiner geologischen Dissertation mit dem Thema „Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen)" unter Leitung des Universitätsprofessors Franz Eduard Suess. Kurz vor dem Abschluss des Studiums trat er im September 1937 in die Erdölindustrie ein. Zu Beginn seiner Tätigkeit bei der Steinberg Naphta AG war er als Assistent des Betriebsleiters mit Bohr- und Fördertätigkeit befasst. Mit dem „Anschluss" verlor die Steinberg Naphta ihre Selbständigkeit an die Firma Hermann von Rautenkranz, Internationale Tiefbohr AG (Itag), Celle.

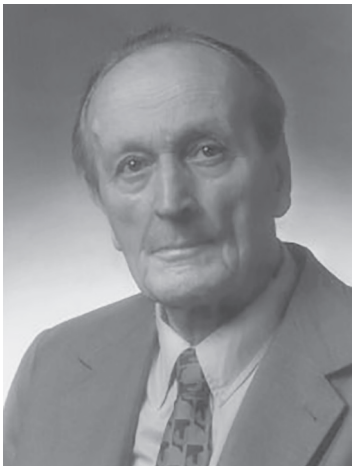


Abb. 29.
Hermann Stowasser, undatiert (GBA).

Stowasser wurde die Leitung der geologischen Abteilung der österreichischen Zweigniederlassung überlassen und er war bald technischer Prokurist. Er war mitverantwortlich für die Leitung der Bohrbetriebe mit über 20 Bohranlagen und rund 1.200 Personen Belegschaft in der Ostmark und im Protektorat Böhmen und Mähren (WESSELY, 1994).

Stowasser musste nicht zur Wehrmacht einrücken, wurde aber Anfang November 1944 für den Wiener Volkssturm erfasst (Personalblatt für das Volkssturmaufgebot, 02.11.1944, WStLA, Gauakt 175.121). Zu Kriegsende setzte er sich aber nach Bayern ab, wo er bis Ende November 1945 blieb und mit einem Transport nach Oberösterreich gelangte. Im Jänner 1946 war er zurück in Wien und kam als ehemaliger Parteigenosse seiner Registrierungspflicht nach. Seinen Beitritt zur NSDAP verlegte er aus dem Jahr 1932 in das Jahr 1941. Mit seiner Behauptung, ab 1938 nur Parteianwärter gewesen zu sein, kam er durch und entging damit der Verzeichnung als Illegaler. Einen Einspruch gegen seine Registrierung und eine dadurch womöglich erfolgte genauere Überprüfung vermied er. Nach dem Verbotsgesetz 1947 wurde er als Minderbelasteter verzeichnet (WStLA, NS-Registrierung Hermann Stowasser).

Im Mai 1946 trat er als Erdölgeologe in die Dienste der RAG Wien unter Robert Janoschek. Stowassers Tätigkeit bei dieser Gesellschaft bestand am Anfang hauptsächlich in der Bearbeitung des großen, durch die intensive Bohrtätigkeit während des Krieges gewonnenen, aber nicht ausgewerteten, geologischen und lagerstättenkundlichen Materials. Während seiner Dienstzeit bei der Rohöl-Gewinnungs AG wurde er am 24. Juni 1948 zum Doktor der Philosophie aus dem Fach Geologie promoviert (WESSELY, 1994). Es ist möglich, dass sich Stowassers Promotion im Rahmen der Entnazifizierung verzögerte. Nach dem Verbotsgesetz 1947 waren die belasteten und minderbelasteten Personen vom Hochschulstudium bis 30. April 1950 ausgeschlossen. Promotionen von Registrierungspflichtigen hielt der mächtige Sektionschef im Unterrichtsministerium Skrebensky für „*sehr gefährlich*“, weshalb die Zulassung zu Prüfungen und Promotionen vorerst gestoppt wurde (HUBER, 2009: 119). Stowassers Arbeit wurde 1956 veröffentlicht (STOWASSER, 1956).

Abb. 30.
Hermann Stowasser bei der Verleihung der Haidinger-Medaille, 12. Juni 1979 (GBA).

Im Mai 1953 kehrte er zur Firma Hermann von Rautenkranz zurück, wo er Betriebsleiter der Badischen Erdölwerke in Ubstadt bei Bruchsal wurde, einem Tochterunternehmen der Itag im Rheinland. Zusammen mit einem kaufmännischen Kollegen hatte er die Leitung eines Bohrbetriebes inne. Im Februar 1957 begann seine Tätigkeit in der Österreichischen Mineralölverwaltung (ÖMV), zunächst als erster Geologe im Förderbetrieb Neusiedl an der Zaya und ab 1959 in Wien. Von 1958 bis 1965 hielt er die Vorlesungen „Erdölbetriebsgeologie“ und „Feldmäßige Bohrkernanalyse“ an der Montanistischen Hochschule in Leoben und war dort Mitglied der II. Staatsprüfungskommission für Berg-, Markscheide- und Erdölwesen. Von 1965 bis 1967 hielt er Vorlesungen über „Erdölgeologie“ an der Universität Wien. 1969/70 war er Präsident der Geologischen Gesellschaft und wurde auch zu deren Ehrenmitglied. Die GBA zeichnete ihn 1979 mit der Haidinger-Medaille aus (Abb. 30). Stowasser verstarb am 11. Juli 1994 (WESSELY, 1994).

Thurner, Andreas

Anlass der Verleihung: 125-Jahr-Feier der GBA.
Datum der Verleihung: 12. September 1975.
Begründung für die Verleihung: „*[…] wurde auf Grund seiner Verdienste und Publikationen auf dem Gebiet der Hydrogeologie gewürdigt. Seine Beratungs- bzw. Gutachtertätigkeit reichte von Einzelversorgungsanlagen bis zu Großwasserversorgungskonzepten. Die Idee sowie die Planung des Wasserverbandes Hochschwab geht auf seine Initiative zurück. Neben der Hydrogeologie befasste Prof. Thurner sich auch intensiv mit ingenieurgeologischen Fragestellungen*“ (HOFMANN, 1999: 396; vgl. auch JANOSCHEK & SCHARBERT, 1976: A47).

Andreas Thurner (Abb. 31) wurde am 9. April 1895 in Aflenz geboren. Er besuchte die Volksschule in Aflenz und die vierjährige Bürgerschule in Bruck an der Mur. In den Jahren 1910 bis 1914 studierte er in Graz an der staatlichen Lehrerbildungsanstalt, unternahm in den Ferien 1912 seine ersten Bergfahrten in das Hochschwab- und Gesäusegebiet und erhielt 1914 eine Anstellung als Volksschullehrer in Thörl bei Aflenz. Als Freiwilliger kam er 1915 an die italienische Front, wurde 1916 am Kleinen Pal (Plöckenabschnitt) durch einen Kopfschuss schwer verwundet und erblindete dadurch am rechten Auge. Nach seiner Verwundung lernte er 1917 in Aflenz Professor Erich Spengler (1886–1962) kennen, der dort die geologische Aufnahme durchführte und begleitete ihn in das Hochschwabgebiet.

Abb. 31.
Andreas Thurner, undatiert (GBA).

Im Lager Feldbach traf er 1918 Professor Josef Stiny, der ihm für seine privaten Studien viele Anregungen gab. Ab 1919 wirkte er an den Volksschulen in Mariazell, Kapfenberg und Graz, dann als Fachlehrer in Murau und Donawitz und studierte von 1921 bis 1925 an der Universität Graz Geologie und Mineralogie. Von 1924 bis 1938 war er Hauptschullehrer in der Grazer Wielandschule (Andreas Thurner, Lebenslauf vom 23.10.1938, GBA, Lagerstättenarchiv, Ablage Haberfelner, Mappe „Bew", Dank an Albert Schedl für den Quellenhinweis; Ernennungsvorschlag, 01.07.1944, R 4901/21607). Ab 1927 war er auswärtiger Mitarbeiter der GBA.

Thurner trat im April 1933 in Graz der noch legalen NSDAP und im Oktober 1933 dem bereits illegalen Nationalsozialistischen Lehrerbund (NSLB) bei. In der „Verbotszeit" leistete er von 1935 bis März 1938 Spenden und zahlte seinen Beitrag als förderndes Mitglied der SS. Als Auszeichnung für seine NS-Betätigung vor dem „Anschluss" erhielt er die „Erinnerungsmedaille an den 13. März 1938" (Polizeidirektion Graz, Kriminalpolizei Abt. I, Auszug aus der Politischen Evidenz, 29.11.1946, StAG, NS-Registrierung Andreas Thurner). Er erhielt nun die NSDAP-Mitgliedsnummer 1,620.065. Nach dem „Anschluss" erhielt er den Posten eines Hauptschuldirektors in der Grazer Kronengasse und war neben seiner Tätigkeit als Blockleiter der Ortsgruppe Altstadt „Sachbearbeiter für Rassekunde" (Ernennungsvorschlag, 01.07.1944, R 4901/21607). Im Juni 1938 habilitierte er sich an der Universität Graz mit der Absicht, Vorlesungen *über „nationalsoz*[ialistische] *Wirtschaftsgeologie, Wehrgeologie und über geologische Arbeiten im Vierjahresplan zu halten*" (Andreas Thurner, Lebenslauf vom 23.10.1938, GBA, LA, Ablage Haberfelner, Mappe „Bew"). Mit einer Vorlesung über die Braunkohlen-Lagerstätten Österreichs führte er in Folge die Abhaltung montangeologischer Lehrveranstaltungen am Institut für Geologie und Paläontologie ein und wurde 1939 Studienrat an der Lehrerbildungsanstalt in Graz (FLÜGEL, 1976: 6). Erfolglos hatte er sich im Oktober 1938 an der Geologischen Landesanstalt in Wien, der früheren Geologischen Bundesanstalt, mit der Ankündigung beworben, er „*möchte die Geologie wirklich nationalsozialistisch gestalten und den Stoff so bringen, dass man damit imstande ist – ausgehend von dem Grundsatz, ‚der Boden unseres Reiches ist die Grundlage der Wirtschaft' wichtige Beiträge für den Aufbau des Reiches zu geben*" (Andreas Thurner, Lebenslauf vom 23.10.1938, GBA, LA, Ablage Haberfelner, Mappe „Bew").

Trotz 70-prozentiger Invalidität wurde Thurner 1939 zur Wehrmacht einberufen. Seine Erfahrungen in Angewandter Geologie, wie beispielsweise bei Stollenbauten und dem Bau von Wasserversorgungsanlagen am Westwall, gingen nach Hermann Häusler auf die Zeit vor seiner Tätigkeit in Berlin zurück. Thurner war 1940 bei der „Wehrgeologengruppe Pioniererkundungsstab Frankreich", Wehrgeologen-Erkundungstrupp 3, Diedenhofen, vermutlich nur im Dezember 1941 leitender Heeresgeologe bei der Inspektion der Festungen im Oberkommando des Heeres und ab April 1942 Führer der „Wehrgeologen Lehr-, und Gerätestelle" in Sternberg (Neumark). Dort war Thurner für die Ausbildung der „Wehrgeologen" verantwortlich (HÄUSLER, 1995: 50, 85). Diese Funktion hatte er zumindest bis Juni 1942 inne (BArch, R 73/15197).

Die Angaben von FLÜGEL (1976: 6), Thurner sei 1944 aus dem Wehrdienst entlassen worden, konnten sich bisher in der Literatur halten (HÄUSLER, 1995: 50, 85; HUBMANN et al., 2017: 135). Thurner wurde bereits Anfang 1943 aus dem Wehrdienst entlassen und übernahm die Leitung der im Aufbau befindlichen Lehrerbildungsanstalt in Marburg/Drau (Maribor). Dem Reichsstatthalter in der Steiermark Siegfried Uiberreither zufolge habe Thurner gewissenhaft die Erzieherinnen und Erzieher seiner Anstalt überwacht und seine eigene Erziehertätigkeit sei „*in bestem Sinne nationalsozialistisch*" gewesen (Reichsstatthalter in der Steiermark an Reichsminister für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung, 16.02.1944, BArch, R 4901/21607). Im Juni 1944 wurde Thurner zum Oberstudiendirektor ernannt und zu Kriegsende in den Volkssturm eingezogen (NSDAP Parteikanzlei an Reichsminister für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung, 08.06.1944, ebd.; Thurner an Registrierungsamt Graz, 18.10.1945, StAG, NS-Registrierung Andreas Thurner.)

Noch während des Krieges konnte er seine Arbeit über die „Reliefüberschiebungen in den Ostalpen" veröffentlichen (THURNER, 1943). Für den Leiter der Fachgliederung Bodenforschung im Reichsforschungsrat, Karl Beurlen, war diese Arbeit „*bei ihrer großen Bedeutung für alle technischen und bergbaulichen Planungen in den Kalkalpen*" zwar nicht „*kriegswichtig im engeren Sinn*", aber „*staatswichtig im weiteren Sinn*" (Beurlen an Deutsche Forschungsgemeinschaft, 23.05.1942, BArch, R 73/15197). Otto Ampferer hatte sich zuvor für die Veröffentlichung eingesetzt. Wenn man bedenke, so Ampferer, „*welche Riesenaufgaben der deutschen Geologie während und nach diesem Kriege zukommen werde*", könne er sich die Veröffentlichung nur wünschen, damit sich Thurners „*eifrige Hilfe und Mitarbeit für den Umbau von Grossdeutschland voll auswirken*" könne (Otto Ampferer, Begutachtung der Arbeit von Dr. Andreas Thurner über die „Reliefverschiebungen der Ostalpen", 30.04.1942, ebd.).

Nach der Befreiung vom Nationalsozialismus wurde Thurner im Rahmen der Entnazifizierung aus dem Schuldienst entlassen. Seine Überstellung zum höheren Schuldienst in der NS-Zeit wurde als eine „*Beförderung über das normale Maß hinaus*" angesehen und widerrufen (Steiermärkischer Landesschulrat an Thurner, 10.02.1946, Abschrift in Zl. 95.983/III-8/48, 20.11.1948, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 12 Thurner Andreas). Bei seiner NS-Registrierung im August 1945 führte er zwar seine fördernde Mitgliedschaft in der SS von 1935 bis 1939 an, verschwieg aber seine illegale Parteimitgliedschaft und behauptete, er wäre im Juni 1933 aus der NSDAP ausgetreten und hätte die Er-

innerungsmedaille 1938 nur wegen seiner Mitgliedschaft im Nationalsozialistischen Lehrerbund erhalten (Meldeblatt 1945, StAG, NS-Registrierung Andreas Thurner). Er betonte, dass er „*alle Naziideen gründlich abgelegt*“ habe, stellte sich „*rückhaltlos für die Arbeit im österreichischen Staate zur Verfügung*“ und sei als ÖVP-Mitglied seit Oktober 1945 „*jederzeit bereit dort mitzuarbeiten*“ (Schreiben Thurner, 10.12.1945, ebd.). Zudem legte er zahlreiche Persilscheine vor und versuchte gegen seine Verzeichnung als förderndes Mitglied der SS vor 1938 Einspruch zu erheben. Obwohl dies gar kein Kriterium für eine Verzeichnung als Illegaler war und er ohnehin mit seinen verschleiernden Angaben, er wäre in der „Verbotszeit“ nicht Parteimitglied gewesen, bei der NS-Registrierung 1945 durchkam. Der Einspruch wurde daher schon aus formellen Gründen abgelehnt (Bescheid 09.09.1947, LAD.Reg.Ein 5 T 17/1-1947, ebd.). Bei der NS-Registrierung 1947 wurde er als minderbelastet verzeichnet und wegen der Versehrtenstufe III von den Sühnefolgen ausgenommen. Im November 1949 wurde Thurner amnestiert (Karteikarte, ebd.).

Das Professorenkollegium der Philosophischen Fakultät der Universität Graz beantragte im November 1948 die Bestätigung der in der NS-Zeit verliehenen Lehrbefugnis von Thurner. Der steirische ÖVP-Nationalrat Karl Brunner, der 1938 verhaftet sowie zu lebenslänglichem schwerem Kerker verurteilt wurde und bis 1945 in der Strafanstalt Karlau inhaftiert war, setzte sich für Thurner ein (Aktenvermerk zu Zl. 95.983/III-8/48, 20.11.1948, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 12 Thurner Andreas). Im Dezember 1948 erhielt Thurner die Bestätigung und war spätestens ab April 1949 wieder als Dozent tätig (Landesschulrat für Steiermark an BMU, 15.04.1955, Zl. VII Fu 42/66-55 in Zl. 49.670, ebd.). Zurück an der Universität Graz baute er einen viersemestrigen Zyklus über „Technische Geologie“ auf, den er bis 1970 hielt. Es war dies der erste derartige Vorlesungszyklus an einer österreichischen Universität (Flügel, 1976: 6). Obwohl er als Hauptschullehrer kein Lehramt für Mittelschulen hatte, leitete er von Oktober 1948 bis Oktober 1957 die von Pichl an der Enns nach Bad Gleichenberg verlegte Hotelfachschule (Exhibit, Abteilung 17, 27.04.1955, Zl. 42.870-IV-200/55, ÖStA, AdR, BMU PA Sign 12 Thurner Andreas). Einer Bemerkung der zuständigen Ministerialabteilung zufolge sei es ihm dabei gelungen, „*die von Pichl ganz verlottert gekommene Schule auf ein entsprechendes Niveau zu bringen*“ (Aktenvermerk, Abteilung 17, 24.07.1952, Zl. 64.760-IV/200/52, ebd.).

Im März 1958 verlieh ihm Bundespräsident Adolf Schärf (1890–1965) den Titel eines außerordentlichen Professors. Er stelle, so das Schreiben des Dekanats, „*im Kreise der österreichischen Geologen eine wohlumschriebene und anerkannte Erscheinung dar*“ (Dekanat der Philosophischen Fakultät der Universität Graz an BMU, 07.01.1958 in Zl. 27.244-4/58, ebd.). Im Jahr 1967 wurde ihm der Titel eines ordentlichen Universitätsprofessors verliehen. Thurner war bis zu seinem 70. Lebensjahr auswärtiger Mitarbeiter der GBA und veröffentlichte mehr als 100 geologische Publikationen sowie sechs Schulbücher (Zetinigg & Gräf, 1976). Seit 1969 war er korrespondierendes Mitglied des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten und erhielt vom Land Steiermark 1973 den Erzherzog-Johann-Forschungspreis. Die ihm am 12. September 1975 verliehene Haidinger-Medaille konnte er nicht mehr entgegennehmen, da er am 22. Juni des Jahres verstorben war (Boroviczény, 1975: 213–214).

Zusammenfassung

Für die vorliegende Studie wurde von den Preisträgern der Haidinger-Medaille die für die NS-Zeit relevanten Geburtsjahrgänge ermittelt (1876 bis 1910) und ein Sample von elf Personen gebildet. Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover als Körperschaft und der Brite Kingsley Dunham wurden nicht einbezogen. Die einzelnen Biografien wurden in Bezug auf die NS-Vergangenheit untersucht. Dabei wurde die Zeit vor dem „Anschluss“, während der NS-Diktatur, die Entnazifizierung und, soweit aktenkundig, Rechtsextremismus nach 1945 berücksichtigt. Unter den elf untersuchten Preisträgern waren neun Personen Mitglieder der NSDAP oder Parteianwärter (Tab. 2). Somit weisen über 80 Prozent der für die NS-Zeit relevanten Geburtsjahrgänge unter den Preisträgern der Haidinger-Medaille eine NS-Belastung auf.

Unter den elf untersuchten Preisträgern leistete, soweit bekannt, nur Janoschek vor dem „Anschluss“ 1938 keinen Beitrag für die Ziele des nationalsozialistischen Deutschlands. Das Spektrum der NS-Betätigung vor 1938 war unter den übrigen zehn Preisträgern breit gestreut. Es reichte von der obligatorischen illegalen Bezahlung der Mitgliedsbeiträge und sonstiger Spendentätigkeit für die NSDAP, über die Tätigkeit in weiteren NS-Organisationen, etwa der SA-Reserve (Clar), der NS-Betriebszelle (Horninger), dem Nationalsozialistischen Lehrerbund oder als förderndes Mitglied der SS (Thurner), bis hin zum fachlichen Engagement. Obwohl er nicht NSDAP-Mitglied wurde, lieferte Petrascheck Informationen über österreichische Rohstoffvorkommen an das Deutsche Reich aus und positionierte sich bei der Beschreibung der Besitzverhältnisse klar antisemitisch. Friedrich arbeitete 1936/37 als Mitarbeiter der Lagerstättenkundlichen Forschungsstelle in Leipzig bzw. Freiberg/Sachsen im Sinne des deutschen Vierjahresplanes und war 1937 in der illegalen Bodenforschungsstelle der Montanistischen Hochschule leitend tätig. Er erlangte das persönliche Vertrauen Hermann Görings. Auch Kieslinger arbeitete bei der Leobener Forschungsstelle im Auftrag deutscher Zentralstellen mit. Er war eigenen Angaben zufolge zudem im Vertrieb antisemitischer und pro-nationalsozialistischer Zeitungen involviert und versteckte in seiner Privatwohnung und an der Hochschule kompromittierendes Beweismaterial der illegalen NS-Presse. Stiny beanspruchte für sich vor dem „Anschluss“ geflüchtete Nationalsozialisten durch Spenden unterstützt und dadurch seine Stellung an der Hochschule gefährdet zu haben. In den wenigsten Fällen wurde die NS-Betätigung von der Polizei aufgedeckt. Bei Kieslinger wurden erfolglos mehrere Hausdurchsuchungen durchgeführt. Er wurde 1937 tit. a.o. Professor an der TH Wien, obwohl bekannt war, dass er Nationalsozialist war. Nur Stowasser wurde laut einer Meldung seiner NSDAP-Ortsgruppe vor dem „Anschluss“ wegen nationalsozialistischer Betätigung polizeilich bestraft. Clar, Schadler und Thurner wurden für ihre Verdienste um den „Anschluss“ Österreichs an das Deutsche Reich mit der sogenannten „Ostmarkmedaille“ ausgezeichnet.

Bis auf Janoschek und Petrascheck suchten nach dem „Anschluss“ alle untersuchten Personen um Aufnahme in die NSDAP an. Clar, Friedrich, Stowasser und Thurner behielten ihre alten niedrigen Mitgliedsnummern. Horninger, Müller und Schadler erhielten neue Nummern aus dem für

Preisträger (Geburtsjahr)	NSDAP	Illegal/ Altparteigenosse	NSDAP-Mitgliedsnummer	Wehrformation
Eberhard Clar (1904)	Mitglied	ja	1,628.952	SA-Reserve
Othmar M. Friedrich (1902)	Mitglied	ja	1,304.389	-
Georg Horninger (1910)	Mitglied	ja	6,199.728	-
Robert Janoschek (1906)	-	-	-	-
Alois Kieslinger (1900)	Parteianwärter	-	-	-
Leopold Müller (1908)	Mitglied	ja	6,347.131	-
Wilhelm Petrascheck (1876)	-	-	-	-
Josef Schadler (1889)	Mitglied	ja	6,315.937	-
Josef Stiny (1880)	Mitglied	-	unbekannt	NSKK
Hermann Stowasser (1908)	Mitglied	ja	1,301.335	-
Andreas Thurner (1895)	Mitglied	ja	1,620.065	SS (Förderer)

Tab. 2.
NS-Belastung bei den Preisträgern der Haidinger-Medaille.

Altparteigenossen reservierten Block zugesprochen. Stiny wurde zwar in amtlichen Quellen ab Sommer 1938 als Parteimitglied bezeichnet und 1943 eingeladen, seine Mitgliedskarte abzuholen, zu seiner Person sind jedoch nicht alle Unterlagen überliefert und seine Mitgliedsnummer ist nicht nachweisbar. Bemerkt sei hierzu, dass die Aufnahme in die NSDAP ein Privileg war. Nach Hitlers Auffassung sollten nur 10 Prozent der Bevölkerung Mitglied der Partei werden. Der Anteil von Parteianwärtern und Mitgliedern der NSDAP unter den untersuchten Preisträgern der Haidinger-Medaille ist mit über 80 Prozent daher hoch. Kieslingers Aufnahme wurde als einzige abgelehnt und Müller aus der Partei wieder ausgeschlossen. In beiden, letztlich erst 1944 entschiedenen Fällen, war dies nicht auf mangelnde NS-Betätigung zurückzuführen, sondern auf die strengen Aufnahmekriterien der NSDAP und auf die Nürnberger Rassegesetze. Bis 1944 konnten sich die beiden Nationalsozialisten daher jahrelang stolz ihrer schon bereits illegal geleisteten Parteitätigkeit rühmen. In Hinblick auf die Wehrformationen der NSDAP ist Stinys Mitgliedschaft im Nationalsozialistischen Kraftfahrerkorps und in Hinblick auf Funktionen in der Partei der Blockleiter Thurner und der Zellenleiter Clar zu erwähnen. Thurner war zudem „Sachbearbeiter für Rassekunde". Clar leitete das Grazer Kreisamt für Technik.

Wie konnte in Hinblick auf das fachliche Engagement der einzelnen Geologen in der NS-Zeit die Geologie „*wirklich nationalsozialistisch*" gestaltet werden, so wie Thurner es 1938 ankündigte? Thurner bereitete als Ausbildner Wehrgeologen für die Ausbeutung der besetzten Gebiete durch die Wehrmacht vor. Bei dieser oft durch Zwangsarbeit getragenen Ausbeutung war Clar in Serbien fachlich maßgeblich beteiligt. Kieslinger, Müller und Schadler waren unter anderem in Norwegen bei den heute als „Blutstraßen" bekannten Bauprojekten tätig. Bei diesen ebenso unter Ausbeutung von Zwangsarbeit durchgeführten Bauprojekten war Kieslinger Front- und Müller Einheitsführer. Noch vor Kriegsbeginn, unmittelbar nach dem „Anschluss", involvierte sich Schadler bei der Errichtung des Konzentrationslagers Mauthausen. Kieslinger war 1938 mehrere Tage in den Mauthausener Steinbrüchen tätig, als das Konzentrationslager bereits errichtet war. Stiny war gegen Ende der NS-Diktatur in zunehmendem Ausmaß in mehreren Konzentrationslagern tätig, etwa in der „Seegrotte" in seiner Heimatgemeinde Hinterbrühl. Der fachliche Einsatz der Geologen stützte das System der NS-Zwangsarbeit.

Der Untergang des NS-Regimes führte bei mehreren Personen zur Kriegsgefangenschaft bzw. politischen Internierung. Clar und Kieslinger internierte die britische Besatzungsmacht etwa in den Lagern Weissenstein und Wolfsberg. Gegen Clar leitete das Volksgericht Graz ein später eingestelltes Verfahren nach §§ 10 und 11 Verbotsgesetz ein. Er ging 1994 auf seine NS-Vergangenheit ein. Mit der Ausnahme von Janoschek und Petrascheck brachte die Entnazifizierung für die meisten Personen im Untersuchungssample einen Karriereknick durch Entlassungen und Enthebungen. Kieslinger wurde von der GBA entlassen, Clar, Friedrich, Horninger und Stiny von ihren Hochschulen, Thurner vom Schuldienst und Schadler vom Oberösterreichischen Landesmuseum. Die Betroffenen überbrückten die Zeit teilweise als Hilfsarbeiter, konnten aber fallweise die Tätigkeit an den Hochschulen fortsetzen oder wurden, wie Schadler, als auswärtiger Mitarbeiter der GBA geführt. Nach 1945 gaben sich die meisten, zuvor noch eifrigen Nationalsozialisten, plötzlich als aufrechte österreichische Demokraten. Sie verharmlosten oder verschwiegen ihre Vergangenheit. Bei den Kommissionen zur Entnazifizierung, bei den NS-Registrierungsbehörden und auch vor Gericht fanden oftmals sogar die unglaubwürdigsten Rechtfertigungsstrategien und Selbstbeschreibungen Anklang. Kieslinger beschrieb etwa seine Rolle in der NS-Zeit als Leiter der Steinbruchkartei mit der Tätigkeit als „*wissenschaftlicher Hilfsarbeiter*". Mit der Minderbelastetenamnestie 1948 war die Entnazifizierung nahezu abgeschlossen und ehemaligen Nationalsozialistinnen und Nationalsozialisten die Reintegration ermöglicht. Friedrich inszenierte sich nach 1945 nur für die Entnazifizierung als „*scharfer Gegner der NSDAP*", blieb seinen radikalen Überzeugungen jedoch treu. Er war nach 1945 im rechtsextremen Milieu aktiv und entsprechende Positionen flossen in sein „wissenschaftliches" Werk ein.

Dank

Nach der Ausstellung „BergWetter 1938“ haben Karolina Begusch-Pfefferkorn (Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Forschung), Thomas Hofmann (Leiter der Fachabteilung Bibliothek, Verlag, Archiv der GBA), Oliver Rathkolb (Institut für Zeitgeschichte der Universität Wien), Peter Seifert (Direktor i.R. der GBA) und Robert Supper (Vizedirektor der GBA) die weitere Forschung zur historischen Aufarbeitung in der GBA gefördert und unterstützt. Außerdem bedanke ich mich bei Martina Binder, Monika Brüggemann-Ledolter, Christian Cermak, Milenko Dukic, Johanna Gehmacher und den Mitgliedern ihrer Dissertations-Arbeitsgruppe am Institut für Zeitgeschichte der Universität Wien, Werner Gesselbauer, Christoph Janda, Piotr Lipiarski, Lina Maisel, Markus Ostermann, Melanie Reinberger, Albert Schedl, Angelika Vrablik und allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der konsultierten Archive im In- und Ausland.

Quellenverzeichnis

Archivbestände

Archiv der Gemeinde Fræna
Fotosammlung

Archiv der Stadt Linz
Städtische Registratur, NS-Registrierung

Archiv der Technischen Universität Wien
Personalakten

Archiv der Universität Wien
Fotosammlung

Archiv des Romsdalsmuseums, Molde
Fotosammlung

Bundesarchiv Berlin (BArch)
R 4901: Reichsministerium für Wissenschaft, Erziehung und Volksbildung
R 71: Reichsamt für Bodenforschung
R 73: Deutsche Forschungsgemeinschaft
R 9361-I: Personenbezogene Unterlagen der NSDAP
R 9361-II: Personenbezogene Unterlagen der NSDAP / Parteikorrespondenz
R 9361-V: Personenbezogene Unterlagen der Reichskulturkammer
R 9361-VI: Personenbezogene Unterlagen von Gliederungen der NSDAP und angeschlossenen Verbänden

Dokumentationsarchiv des Österreichischen Widerstandes (DÖW)
Rechtsextremismus-Sammlung

Geologische Bundesanstalt, Archiv (AGBA)
Amtsarchiv
Biographische Materialien
Friedrich-Archiv
Geologenarchiv
Kartensammlung
Wissenschaftliches Archiv

Geologische Bundesanstalt, Rohstoffgeologie
Lagerstättenarchiv
Rohstoff-Abbau-Datenbank

Institut für Zeitgeschichte der Universität Wien
NSDAP Ortsgruppenkartei (IfZ, OGK)

Montanuniversität Leoben, Archiv
Fotosammlung

MuseumsCenter Leoben/Stadtarchiv Leoben
Fotosammlung

Österreichisches Staatsarchiv, Allgemeines Verwaltungsarchiv (ÖStA, AVA)
Unterricht und Kultus

Österreichisches Staatsarchiv, Archiv der Republik (ÖStA, AdR)
Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau
Bundesministerium für Inneres
Bundesministerium für Unterricht
Zivilakten der NS-Zeit

Salzburger Landesarchiv (SLA)
Landesregierungsakten
Mikrofilme der US-Akten
Rehrl-Akten

Stadtarchiv Graz (StAG)
NS-Registrierung

Stadtarchiv Salzburg (STARSBG)
NS-Registrierung

Steiermärkisches Landesarchiv (StLA)
Bezirkshauptmannschaft Leoben
Landesgericht für Strafsachen

Wiener Stadt- und Landesarchiv (WStLA)
1.3.2.119 – NS-Registrierung
1.3.2.350 – M.Abt. 350
2.7.1.4 – Gauakten

Yad Vashem, Jerusalem
Foto- und Filmarchiv

Zeitungen

„Der Standard“
„Grazer Volkszeitung“
„Kurier“
„Österreichische Volksstimme“

Gedruckte Quellen und Websites

Austria Presse Agentur (2018): ORF, Steiermark heute, 27.01.2018, 19:00 Uhr, Universitäten Montanuniversität Leoben/ Kommunales Leoben. – Transkript zitiert nach Austria Presse Agentur, Online Manager. – https://www.aomweb.apa.at/ (abgerufen am 15.12.2020).

Bachl-Hofmann, C. (1999): Die geologische Reichsanstalt von 1849 bis zum Ende des Ersten Weltkriegs. – In: Bachl-Hofmann, C. (Red.), Cernajsek, T. (Red.), Hofmann, T. (Red.) & Schedl, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 55–77, Wien (Böhlau).

Beck, H. (1939): Jahresbericht der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung über das Jahr 1938. – Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, **1939**, 2–31, Wien.

Benz, W. (Hrsg.) (2009): Wie wurde man Parteigenosse? Die NSDAP und ihre Mitglieder. – 218 S., Frankfurt am Main (Fischer).

Bernt-Koppensteiner, I. (2015): Evakuierungsmärsche von KZ-Häftlingen von Außenlagern des KZ-Komplexes Mauthausen. – In: Bernt-Koppensteiner, I. (Hrsg.): Nirgendwohin: Todesmärsche durch Oberösterreich 1945. Eine Spurensuche in die Zukunft, 277–409, Steyr (Ennsthaler).

Blach, H. (1981): Die Entwicklung der Erdölwirtschaft in Österreich. – Diplomarbeit, Wirtschaftsuniversität Wien, 92 S., Wien.

Blimlinger, E. (2006): Die Republik Österreich. Keine Schuldigen, nur Opfer. – In: Kramer, H. (Hrsg.): Österreichische Nation – Kultur – Exil und Widerstand. In Memoriam Felix Kreissler, 137–148, Berlin–Münster–Wien (LIT-Verlag).

Blimlinger, E. (2012): Die Republik Österreich – Immer nur Opfer. – DÖW Mitteilungen, **206**, 1–5, Wien.

Blodveger (2020): NS-Zwangsarbeit in Nord-Norwegen. – http://blodveger.info/ (abgerufen am 15.12.2020).

Bohn, R. (2000): Reichskommissariat Norwegen: „Nationalsozialistische Neuordnung" und Kriegswirtschaft. – Beiträge zur Militärgeschichte, **54**, 508 S., München (De Gruyter Oldenbourg).

Boroviczény, F. (1975): Andreas Thurner. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, 213–217, Wien.

Botz, G. (2008): Nationalsozialismus in Wien. Machtübernahme, Herrschaftssicherung, Radikalisierung 1938/39. – Überarbeitete und erweiterte Neuauflage, 734 S., Wien (Mandelbaum).

Braumüller, E. (1966): Robert Janoschek – ein Sechziger: Ein Beitrag zur Geschichte der Erdölexploration in Österreich. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **82**, 172–174, Wien.

Braumüller, E. (1986): Robert Janoschek. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **79**, 379–384, Wien.

Bundesinnung der Steinmetzmeister Österreichs (Hrsg.) (1987): Alois Kieslinger-Denkmal. – 16 S., Wien.

Central Intelligence Agency (1947): Intelligence Report. – Soviet Petroleum Research Institute, 12.11.1947. – https://www.cia.gov/readingroom/docs/CIA-RDP82-00457R001000770010-9.pdf (abgerufen am 15.12.2020).

Cernajsek, T. (1996): Wilhelm Karl Ritter von Haidinger – der erste geowissenschaftliche Manager Österreichs. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **53**, 5–13, Wien.

Cibran, G., Gruber, R., Müller, W.J., Siegl, W. & Petrascheck, W. (1943): Chemische und petrographische Untersuchungen an der Braunkohle des Hausruck in Oberdonau (vorgelegt in der Sitzung am 6. Mai 1943). – Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **152**, 177–240, Wien.

Clar, E. (1981): Zum 100. Geburtstag von Josef Stini. Ansprache bei der Eröffnung des 29. Kolloquiums für Geomechanik. – In: Müller, L. (Hrsg.): Ingenieurgeologie und Geomechanik im Talsperren- und Tunnelbau. Vorträge des 29. Geomechanik-Kolloquiums der Österreichischen Gesellschaft für Geomechanik. – Felsmechanik, Supplementum **11**, 1–7, Wien–New York (Springer).

Clar, E. (1987): Alois Kieslinger als Geologe. – In: Bundesinnung der Steinmetzmeister Österreichs (Hrsg.): Alois Kieslinger-Denkmal, 4–6, Wien.

Clar, E. (1994): Mein Leben. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **87**, 123–128, Wien.

Conze, E., Frei, N., Hayes, P. & Zimmermann, M. (2010): Das Amt und die Vergangenheit: Deutsche Diplomaten im Dritten Reich und in der Bundesrepublik. – 880 S., München (Karl Blessing Verlag).

Danner, P. (2015): Görings Geologen in der Ostmark: „Bodenforschung" in Österreich für den Vierjahresplan von 1936 bis 1939. Eine Archivstudie. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **109**, 121 S., Wien.

Danner, P. (2017): Die Neuordnung der Großdeutschen Höhlenforschung und die Höhlenforschung in Salzburg von 1938 bis 1945. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 192 S., Wien.

Dokumentationsarchiv des Österreichischen Widerstandes (Hrsg.) (1996): Rechtsextreme Funktionäre, Aktivisten und Ideologen. – Handbuch des Österreichischen Rechtsextremismus, 103–253, Wien (Deuticke).

Ebner, P. (2016): Die Entnazifizierung an der Hochschule. – In: Mikoletzky, J. & Ebner, P. (Hrsg.): Geschichte der Technischen Hochschule Wien 1914–1955: Anschluss, Krieg und Rekonstruktion, 161–200, Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Eppensteiner, W. (1978): Alois Kieslinger (Nachruf). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **68**, 189–192, Wien.

Fettweis, G. (1974): Leopold Müller – 65 Jahre. – In: Fecker, E., Götz, H.-P., Sauer, G. & Spaun, G. (Hrsg.): Festschrift Leopold Müller-Salzburg zum 65. Geburtstag, 11–15, Karlsruhe (Verlag Widmann).

Flügel, H.W. (1976): Zum Gedenken. Andreas Thurner. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **106**, 5–7, Graz.

Foetterle, F., Hauer, F., Hörnes, M. & Lipold, M.V. (1856): Die Haidinger-Medaille: Bericht des Subscriptions-Ausschusses. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7**, V–XIX, Wien.

Frawiec, F. (1951): Eduard Sueß. Zur Wiederaufstellung seines Denkmals bei der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen deren 100-Jahr-Feier am 12. Juni. – Amtsblatt der Stadt Wien, **56**, 1–2, Wien.

Freund, F. & Perz, B. (2006): Mauthausen Stammlager. – In: Benz, W. & Distel, B. (Hrsg.): Der Ort des Terrors. Geschichte der Nationalsozialistischen Konzentrationslager, Band **4**: Flossenbürg, Mauthausen, Ravensbrück, 293–346, München (Beck).

Friedrich, O.M. (1949): Friedrich an Sander, 16.01.1949. – https://www.uibk.ac.at/universitaetsarchiv/universitaetsgeschichte-nach-1950/bruno-sander-ii/019_montan-hochschule-leoben-1947-1949.pdf (abgerufen am 15.12.2020).

Friedrich, O.M. (1964a): Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe: Monographien kärntner Lagerstätten, 3. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **1**, 220 S., Leoben.

Friedrich, O.M. (1964b): Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den südlichen Kalkalpen. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **2**, 159–160, Leoben.

Friedrich, O.M. (1972): Boden, Bodenschätze und Völker. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sonderband **1**, 106 S., Leoben.

Fröhlich, R. (2012): Außenlager des KZ Mauthausen in Wien an den Standorten der Ernst Heinkel Aktiengesellschaft. Eine Bestandsaufnahme. – In: Bundesministerium für Inneres (Hrsg.): KZ-Gedenkstätte Mauthausen Memorial 2012, 31–42, Bundesministerium für Inneres, Wien.

Gasche, W.R. (2014): Eduard Suess und seine Familie. – In: Angetter, D., Gasche, W.R. & Seidl, J. (Hrsg.): Eduard Suess (1831–1914): Wiener Großbürger – Wissenschaftler – Politiker. Zum 100. Todestag, 13–20, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Gehler, M. (1988): Die Studenten der Universität Innsbruck und die Anschlußbewegung 1918–1938. – In: Albrich, T., Eisterer, K. & Steininger, R. (Hrsg.): Tirol und der Anschluss. Voraussetzungen, Entwicklungen, Rahmenbedingungen, 1918–1938, 75–112, Innsbruck (Haymon).

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1952): Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt 12. Juni 1951. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft **C**, 132 S., Wien.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.) (1989): Festband: em. Univ.-Prof. Dipl-Ing. Dr. techn. O.M. Friedrich zum 85. Geburtstag gewidmet. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **10**, 225 S., Wien.

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2020): Träger der Haidinger-Medaille. – https://www.geologie.ac.at/ueber-uns/unser-haus/haidinger-medaille/traeger-der-haidinger-medaille/ (abgerufen am 15.12.2020).

GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT IN WIEN (1937): Franz Eduard Sueß-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **29**, 573 S., Wien.

GOEBBELS, J. (1998): Eintrag vom 9. Juli 1940. – In: FRÖHLICH, E. (Hrsg.): Die Tagebücher von Joseph Goebbels. Teil I: Aufzeichnungen 1923–1941, Band 8: April–November 1940, 212–214, München (K.G. Saur).

GOGL, S. (2020): Laying the Foundations of Occupation. Organisation Todt and the German Construction Industry in Occupied Norway. – Jahrbuch für Wirtschaftsgeschichte, Beihefte, **27**, 372 S., Berlin–Boston (De Gruyter Oldenbourg).

GOLLER, P. (2017): Die politische Lage an der Universität Innsbruck 1933/34–1938–1945/1950. – In: KOLL, J. (Hrsg.): „Säuberungen" an Österreichischen Hochschulen 1934–1945, 365–404, Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

GÖTZINGER, G. (1946): Bericht über die Geologische Staatsanstalt (Mai bis Oktober 1945). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 5–7, Wien.

GUNTAU, M. (2002): Zu einigen Aspekten der Geologie in der Zeit des Nationalsozialismus in Deutschland (1933–1945). – Geohistorische Blätter, **5**, 125–150, Berlin.

HADITSCH, J.G. (1992): Othmar Michael Friedrich. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **84**, 373–376, Wien.

HAIDINGER, W. (1858): Drei Briefe von der Expedition der k. k. Fregatte Novara, von Singapore erhalten und mitgetheilt. – Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **30**, 175–190, Wien.

HÄUSLER, H. (1981): Militärgeologie – ein Tätigkeitsbereich der Angewandten Geologie. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 1–6, Wien.

HÄUSLER, H. (1995): Die Wehrgeologie im Rahmen der Deutschen Wehrmacht und Kriegswirtschaft, Teil 2: Verzeichnis der Wehrgeologen. – Informationen des Militärischen Geo-Dienstes (MILGEO-INFO), **48**, 119 S., Wien.

HÄUSLER, H. (2015): Von der Wehrgeologie in Norwegen 1940–45 zum „Salzburger Kreis" der Geomechanik. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **113**, 56–84, Wien.

HAUSWIRTH, C. (1957): Geschichte einer Erdölgesellschaft 1935–1957. – 40 S., Rohöl-Gewinnungs A.G., Wien.

HOFMANN, T. (1999): Haidinger-Medaille. – In: BACHL-HOFMANN, C. (Red.), CERNAJSEK, T. (Red.), HOFMANN, T. (Red.) & SCHEDL, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 394–398, Wien (Böhlau).

HOLZER, H. (1958): Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe: Geologische Luftbildinterpretation II. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **101**, 187–190, Wien.

HOLZER, H. (1967): Wilhelm Petrascheck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 3–9, Wien.

HOLZER, W. (1996): Rechtsextremismus. Konturen, Definitionsmerkmale und Erklärungsansätze. – In: DOKUMENTATIONSARCHIV DES ÖSTERREICHISCHEN WIDERSTANDES (Hrsg.): Handbuch des Österreichischen Rechtsextremismus, 12–96, Wien (Deuticke).

HOPPE, A. & HOPPE, D. (2018): Geowissenschaftler und ihr Judentum im deutschen Sprachraum des 19. und 20. Jahrhunderts. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **169**, 73–95, Stuttgart. https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0154

HUBER, A. (2009): Studenten im Schatten der NS-Zeit. Entnazifizierung und politische Unruhen an der Universität Wien 1945–1950. – Diplomarbeit, Universität Wien, 256 S., Wien.

HUBMANN, B., ANGETTER, D. & SEIDL, J. (2017): Grazer Erdwissenschaftler/innen (1812–2016). Ein bio-bibliographisches Handbuch. – Scripta geo-historica, **6**, X + 174 S., Graz (Leykam).

IBER, W.M. (2009): Erdöl statt Reparationen. Die Sowjetische Mineralölverwaltung (SMV) in Österreich 1945–1955. – Vierteljahreshefte für Zeitgeschichte, **57**, 571–605, München. https://doi.org/10.1524/vfzg.2009.0055

IBER, W.M. (2011): Die sowjetische Mineralölverwaltung in Österreich: Zur Vorgeschichte der OMV 1945–1955. – Veröffentlichungen des Ludwig-Boltzmann-Instituts für Kriegsfolgen-Forschung, Graz – Wien – Klagenfurt, **15**, 309 S., Innsbruck–Wien–Bozen (StudienVerlag).

JANJETOVIĆ, Z. (2017): Regimenting Unfree Labor in Serbia 1941–1944 (Unabhängige Historikerkommission zur Aufarbeitung der Geschichte des Reichsarbeitsministeriums 1933–1945, Working Paper Serie A, No. 3), Berlin.

JANOSCHEK, W. & SCHARBERT, S. (1976): Bericht über die 125-Jahr Feier der Geologischen Bundesanstalt. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A23–A52, Wien.

JASINSKI, M.E. (2013): Reinforced Concrete, Steel and Slaves: Archaeological Studies of Prisoners of World War II in Norway – The Case of Romsdal Peninsula. – In: MYTUM, H. & CARR, G. (Hrsg.): Prisoners of War. Archaeology, Memory and Heritage of 19th- and 20th-Century Mass Internment, 145–156, New York (Springer).

JOHANNY, C. & REDELBERGER, O. (1941): Volk, Partei, Reich. – 288 S., Berlin–Leipzig–Wien (Deutscher Rechtsverlag).

JONTES, L. (2012): Das Jahr 1938 an der Montanistischen Hochschule in Leoben anhand der Geschäfts-Protokolle. – Res montanarum, **50**, 271–282, Leoben.

JÜDISCHE MATRIKEN (1885): Matriken der Israelitischen Kultusgemeinde Wien, 1784–1911. – Zitiert nach: https://www.genteam.at (abgerufen am 15.12.2020).

JUDSON, P.M. (2014): Reisebeschreibungen in der „Südmark" und die Idee der deutschen Diaspora nach 1918. – In: STACHEL, P. & THOMSEN, M. (Hrsg.): Zwischen Exotik und Vertrautem. Zum Tourismus in der Habsburgermonarchie und Ihren Nachfolgestaaten, 59–76, Bielefeld (Transcript-Verlag).

KADLETZ, K. & HEINDL, G. (2000): Wilhelm Haidinger (1795–1871). – Wissenschaft und Forschung in Österreich: Exemplarische Leistungen Österreichischer Naturforscher, Techniker und Mediziner, 9–30, Frankfurt am Main (Lang).

KAHLER, F. (1971): Ein Denkmal für Professor Dr. Josef Stiny. – Carinthia II, **81**, 140, Klagenfurt.

KIERSCH, G.A. & UNDERWOOD, J.R. (1998): Geology and military operations, 1800–1960: An overview. – In: UNDERWOOD, J.R. & GUTH, P.L. (Hrsg.): Military Geology in War and Peace. – Reviews in Engineering Geology, **13**, 5–27, Geological Society of America, Boulder.

KIESLINGER, A. (1958): Josef Stiny: Zur Geschichte der technischen Geologie. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 389–430, Wien.

KIRCHNER, E. (1996): Nachruf Eberhard Clar 1904–1995. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 371–376, Wien.

Klebelsberg, R. (1953): Innsbrucker Erinnerungen 1902–1952. – Schlern-Schriften, **100**, 442 S., Innsbruck (Wagner).

Kohl, H. (1978): Professor Dr. Josef Schadler. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines Gesellschaft für Landeskunde, **123**, 17–22, Linz.

Kölbl-Ebert, M. (2017): Geology in Germany 1933–1945: People, politics and organization. – Earth Sciences History, **36**, 63–100, Washington, D.C. https://doi.org/10.17704/1944-6178-36.1.63

Korotin, I. (2016): biografiA: Lexikon österreichischer Frauen, Band 1. – 1422 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Kriechbaumer, R. (Hrsg.) (2016): Neues aus dem Westen. Aus den streng vertraulichen Berichten der Sicherheitsdirektion und der Bundespolizeidirektion Salzburg an das Innenministerium 1945 bis 1955. – Schriftenreihe des Forschungsinstitutes für politisch-historische Studien der Dr.-Wilfried-Haslauer-Bibliothek, **56**, 481 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Kühn, O. (1968): Wilhelm Petrascheck. – Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **117**, 269–277, Wien.

Küpper, H. (1951): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1950: Erster Teil: Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950/1951**, 1–17, Wien.

Lehmbruch, G. (2003): Proporzdemokratie: Politisches System und politische Kultur in der Schweiz und in Österreich (1967). – In: Lehmbruch, G. (Hrsg.): Verhandlungsdemokratie. Beiträge zur vergleichenden Regierungslehre, 16–58, Wiesbaden (Westdeutscher Verlag). https://doi.org/10.1007/978-3-322-80515-7

Lein, R. (2020): Erinnerungen und Reflexionen: das Geologische Institut der Universität Wien im Herbst 1968. – In: Angetter-Pfeiffer, D. & Hubmann, B. (Hrsg.): Quadrifolium, 163–184, Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).

Leutner, M. (1999): Wissenschaftstheoretische Fallstudien zur Entwicklung der erdwissenschaftlichen Forschung in Österreich: Wilhelm Haidinger – Franz von Hauer – Otto Ampferer. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **55**, 85–92, Wien.

Lingg, A. (1939): Die Verwaltung der Nationalsozialistischen Deutschen Arbeiterpartei. – 327 S., München (Eher).

Maier, H. (2017): Kurzgutachten zum Forschungsstand der Aufarbeitung der NS-Vergangenheit des dem BMWi nachgeordneten Bereichs (insb. BAM, BGR, PTB). II: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. – 115 S., Berlin.

Martin, C. (Hrsg.) (2000): Lexikon der Geowissenschaften, Band 1: A bis Edi. – 528 S., Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

Martini, M. (2007): Un adolescente in lager. Ciò che gli occhi tuoi hanno visto. – 109 S., Firenze (Giuntina).

Mattes, J. (2019): Wissenskulturen des Subterranen. Vermittler im Spannungsfeld zwischen Wissenschaft und Öffentlichkeit. Ein biografisches Lexikon. – 572 S., Wien–Köln–Weimar (Vandenhoeck & Ruprecht).

Mauthausen Memorial (2018): Sie mussten in schwerer Arbeit ihr eigenes Lager bauen – Zur Ankunft der ersten Gefangenen in Mauthausen am 8. August 1938. – https://www.mauthausen-memorial.org/de/Aktuell/Sie-mussten-in-schwerer-Arbeit-ihr-eigenes-Lager-bauen-Zur-Ankunft-der-ersten-Gefangenen-in-Mauthausen-am-8-August-1938 (abgerufen am 15.12.2020).

Meixner, W. (2000): Ing. Friedrich Reitlinger – Bruchstücke einer verdrängten Biographie. – In: Albrich, T. (Hrsg.): „Wir lebten wie sie…“. Jüdische Lebensgeschichten aus Tirol und Vorarlberg, 85–110, Innsbruck (Haymon).

Meixner, W. (2001): „Arisierung“ der Tiroler Industrie am Beispiel der Jenbacher Berg- und Hüttenwerke sowie des Metallwerkes Plansee. – Österreich in Geschichte und Literatur (mit Geographie), **45**, 313–329, Wien.

Memory Gaps (2016): „Fassaden“. – https://www.memorygaps.eu/gap-mai-2016/ (abgerufen am 15.12.2020).

Memory Gaps (2019): „Statt der Frauen“ Teil III: Erinnerungslücken. – https://www.memorygaps.eu/gap-märz-2019/ (abgerufen am 15.12.2020).

Mertz, G. (2021): Die Praxis der Entnazifizierung staatlich-wissenschaftlicher Forschungsanstalten in Österreich: Die Geologische Bundesanstalt und die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik im Vergleich (1945–1947). – In: Halbrainer, H., Korbel, S. & Lamprecht, G. (Hrsg.): Der „schwierige“ Umgang mit dem Nationalsozialismus an Österreichischen Universitäten. Die Karl-Franzens-Universität Graz im Vergleich. – Graz (CLIO) (im Erscheinen).

Mikoletzky, J. (2016): Die „Säuberung“ des Lehrkörpers/ “Cleansing” the Teaching Staff. – In: Ebner, P. & Mikoletzky, J. (Hrsg.): Geschichte der Technischen Hochschule Wien 1914–1955: Anschluss, Krieg und Rekonstruktion, 23–48, Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Mitter, H. (2020): Lisa und Languste. Die „Geheimsache Hinterbrühl“. – 2. Auflage, 152 S., Baden bei Wien (increase-Verlag).

Mitterhöfer, J.P. (2020): Mit 14 Jahren im KZ. Das Leben des Marcello Martini: Vom Todesmarsch zur Versöhnung. Aus den Erinnerungen des letzten Überlebenden im Konzentrationslager Hinterbrühl. – 96 S., Hinterbrühl.

Mondl, W. (1942): Die Werksteinindustrie in Niederdonau. – Dissertation, Hochschule für Welthandel, 161 S. (Exemplar der Geologischen Bundesanstalt), 214 S. (Exemplar der Wirtschaftsuniversität Wien), Wien.

Müller, L. (1965): Geomechanik – Wege und Entwicklungen einer jungen Wissenschaft. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **110**, 148–156, Wien.

Müller, L. (1971): Die mechanischen Eigenschaften der geologischen Körper. – Carinthia II, Sonderheft **28**, 177–191, Klagenfurt.

Müller, L. (1982): Geomechanik – Felsbaumechanik – Felsbau. – In: Müller, L. (Hrsg.): Ingenieurgeologie und Geomechanik als Grundlagen des Felsbaues: Vorträge des 30. Geomechanik-Kolloquiums der Österreichischen Gesellschaft für Geomechanik Salzburg. – Felsmechanik, Supplement **12**, 1–18, Wien (Springer).

Nemec, B. (2013a): 13., Clarplatz. – In: Rathkolb, O., Autengruber, P., Nemec, B. & Wenninger, F. (Hrsg.): Forschungsprojektendbericht: Straßennamen Wiens seit 1860 als „Politische Erinnerungsorte“, 281–282, Wien.

Nemec, B. (2013b): 10., Stinygasse. – In: Rathkolb, O., Autengruber, P., Nemec, B. & Wenninger, F. (Hrsg.): Forschungsprojektendbericht: Straßennamen Wiens seit 1860 als „Politische Erinnerungsorte“, 292–293, Wien.

Niederacher, S. (2005): Die Entwicklung der Entnazifizierungsgesetzgebung. – In: Mesner, M. (Hrsg.): Entnazifizierung zwischen politischem Anspruch, Parteienkonkurrenz und Kaltem Krieg. Das Beispiel der SPÖ, 13–36, Wien–München (Oldenbourg Wissenschaftsverlag).

Oberösterreichischer Musealverein (Hrsg.) (1969): Die neuen Ehrenmitglieder des Oberösterreichischen Musealvereines: Dr. Josef Schadler. – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **114**, 29–30, Linz.

Obradović, M. & Novaković, N. (2019): Milan Nedic’s Quisling Regime and Forced Labor in Serbia from 1941 to 1944. – E-Journal of International and Comparative Labour Studies, **8**, 85–113.

Opfer, B. (2005): Im Schatten des Krieges. Besatzung oder Anschluss – Befreiung oder Unterdrückung? Eine komparative Untersuchung über die bulgarische Herrschaft in Vardar-Makedonien 1915–1918 und 1941–1944. – 376 S., Münster (LIT Verlag).

Ottosen, K. (1991): Arbeits- und Konzentrationslager in Norwegen. – In: Bohn, R., Elvert, J., Rebas, H. & Salewski, M. (Hrsg.): Neutralität und totalitäre Aggression: Nordeuropa und die Grossmächte im Zweiten Weltkrieg, 355–368, Stuttgart (Steiner).

Perz, B. (2006a): Leibnitz. – In: Benz, W. & Distel, B. (Hrsg.): Der Ort des Terrors. Geschichte der Nationalsozialistischen Konzentrationslager, Band **4**: Flossenbürg, Mauthausen, Ravensbrück, 396–389, München (Beck).

Perz, B. (2006b): Wien-Floridsdorf. – In: Benz, W. & Distel, B. (Hrsg.): Der Ort des Terrors. Geschichte der Nationalsozialistischen Konzentrationslager, Band **4**: Flossenbürg, Mauthausen, Ravensbrück, 448–453, München (Beck).

Perz, B. (2012): Zwangsarbeit von KZ-Häftlingen für die Flugzeugindustrie in Schwechater Kellereien. – In: Bundesminister für Inneres (Hrsg.): Bundesministerium für Inneres, 19–30, Wien (Bundesministerium für Inneres).

Perz, B. (2014): Das Projekt „Quarz". Der Bau einer unterirdischen Fabrik durch Häftlinge des KZ Melk für die Steyr-Daimler-Puch AG 1944–1945. – Überarbeitete Ausgabe, 583 S., Innsbruck–Wien–Bozen (StudienVerlag).

Perz, B. (2017): Die „Neue Österreichische Tunnelbaumethode" und ihre weniger bekannten Bezüge zum Nationalsozialismus. – In: Reiter, W.L., Mikoletzky, J., Matis, H. & Ash, M.G. (Hrsg.): Wissenschaft, Technologie und industrielle Entwicklung in Zentraleuropa im Kalten Krieg, 243–262, Wien (LIT Verlag).

Petrascheck, W.E. (1988): Als Geologe neben Krieg und Politik: Lebenserinnerungen. – Leobener grüne Hefte, Neue Folge **8**, 142 S., Wien (Verlag des Verbandes der Wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs).

Petrascheck, W. & Petrascheck, W.E. (1950): Lagerstättenlehre. Ein kurzes Lehrbuch von den Bodenschätzen in der Erde. – VIII + 410 S., Wien.

Pinwinkler, A. (2019): Die „Tabula honorum" der Paris-Lodron-Universität Salzburg: Akademische Ehrungen im Schatten der NS-Vergangenheit. – In: Koll, J. & Pinwinkler, A. (Hrsg.): Zuviel der Ehre?, 383–488, Wien (Böhlau).

Pinwinkler, A. & Koll, J. (Hrsg.) (2019): Zuviel der Ehre? Interdisziplinäre Perspektiven auf akademische Ehrungen in Deutschland und Österreich. – 510 S., Wien–Köln–Weimar.

Pirkl, H.R. (1986a): Laudatio für Herrn O. Univ.-Prof. Dr. Georg Horninger. – Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt, **1985**, 34, Wien.

Pirkl, H.R. (1986b): Laudatio für Herrn Baurat h.c. Hon.-Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Dr. mont. h.c. Leopold Müller. – Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt, **1985**, 33, Wien.

Pressereferat der Österreichischen Hochschulen (Hrsg.) (1947): Jahrbuch der Hochschülerschaft Österreichs 1947. Montanistische Hochschule Leoben. – 104 S., Wien.

Prey, S. (1980): Professor Dr. Josef Schadler. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, 279–284, Wien.

Quatember, W. (2010): Die Stollen von Ebensee. Das Gutachten Projekt „Kalk" von Prof. L. Rabcewicz. – betrifft Widerstand, **99**, 4–8, Ebensee.

Rabcewicz, L. (1965): Bemessung von Hohlraumbauten. – In: Müller, L. & Fairhurst, C. (Hrsg.): Die Sicherheit im Felsbau. XV. Kolloquium der Österreichischen Regionalgruppe (i. Gr.) der Internationalen Gesellschaft für Felsmechanik, Salzburg, 24. und 25. September 1964. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Supplementum **II**, 120–135, Wien–New York (Springer).

Rabl, C. (2008): Das KZ-Außenlager St. Aegyd am Neuwalde. – Mauthausen Studien, 164 S., Wien (Bundesministerium für Inneres).

Rathkolb, O. (2017): Fiktion „Opfer" Österreich und die langen Schatten des Nationalsozialismus und der Dollfuß-Diktatur. – 118 S., Innsbruck–Wien–Bozen (StudienVerlag).

Rathkolb, O., Autengruber, P., Nemec, B. & Wenninger, F. (2013): Straßennamen Wiens seit 1860 als „Politische Erinnerungsorte". Forschungsprojektendbericht, erstellt im Auftrag der Kulturabteilung der Stadt Wien (MA 7), 350 S., Wien.

Reiter, M. (2014): Das Tauernkraftwerk Kaprun. – In: Rathkolb, O. & Freund, F. (Hrsg.): NS-Zwangsarbeit in der Elektrizitätswirtschaft der "Ostmark", 1938–1945. Ennstalwerke – Kaprun – Draukraftwerke – Ybbs-Persenbeug – Ernsthofen, 127–198, Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

Rohöl-Gewinnungs-AG (2010): 75 Jahre Energie aus der Tiefe: 1935–2010. – 39 S., Wien.

Rutar, S. (2005): Arbeit und Überleben in Serbien. Das Kupfererzbergwerk Bor im Zweiten Weltkrieg. – Geschichte und Gesellschaft, **31**, 101–134, Stuttgart.

Ruttner, A.W. (1974): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über das Jahr 1973. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A2–A25, Wien.

Schadler, J. (1947): Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau: Zusammenfassender Bericht. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1945**, 70–77, Wien.

Schadler, J. (1949): Bericht (1945) des auswärtigen Mitarbeiters Dr. Josef Schadler. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 45–46, Wien.

Schausberger, N. (1970): Rüstung in Österreich 1938–1945. Eine Studie über die Wechselwirkung von Wirtschaft, Politik und Kriegsführung. – 228 S., Wien (Hollinek).

Schedl, A. (1999): Der Wiederaufbau nach 1945. – In: Bachl-Hofmann, C. (Red.), Cernajsek, T. (Red.), Hofmann, T. (Red.) & Schedl, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 152–161, Wien (Böhlau).

Schedl, A. & Pirkl, H.R. (1999): Vom „Anschluss" 1938 bis zum Ende des 2. Weltkrieges. – In: Bachl-Hofmann, C. (Red.), Cernajsek, T. (Red.), Hofmann, T. (Red.) & Schedl, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999), 139–151, Wien (Böhlau).

Schedl, A., Fritz, I. & Lipiarski, P. (2006): Schaffung von Grundlagen für einen digitalen Datenverbund, Landesmuseum Joanneum GmbH (LMJ)-Geologische Bundesanstalt (GBA) Umsetzungsbeispiel FRIEDRICH-Archiv: Endbericht. – 19 S., Wien.

Schmid, S. & Pisarri, M. (Hrsg.) (2018): Forced Labour in Serbia. Producers, Consumers and Consequences of Forced Labour – Serbia 1941–1944. – 158 S., Belgrad.

Schönfeld, R. (1976): Deutsche Rohstoffsicherungspolitik in Jugoslawien 1934–1944. – Vierteljahreshefte für Zeitgeschichte, **24**, 215–258, München.

Schuster, W. & Weber, W. (2004): Entnazifizierung im regionalen Vergleich. – 726 S., Linz (Archiv der Stadt Linz).

Seethaler, J. & Melischek, G. (2006): Befunde und Defizite der kommunikationshistorischen Forschung zur NS-Presse in Österreich. – KMK Forschungsbericht No. 6, 23 S., Wien.

Şengör, A.M.C. (2015): The Founder of Modern Geology Died 100 Years ago: The Scientific Work and Legacy of Eduard Suess. – Geoscience Canada, **42**, 181–246, Ottawa. https://doi.org/10.12789/geocanj.2015.42.070

Stadt Wien (2020): KZ-Außenlager Hinterbrühl. – Wien Geschichte Wiki https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/KZ-Außenlager_Hinterbrühl (abgerufen am 15.12.2020).

State Department (Ed.) (1968): The United States Political Adviser for Austrian Affairs (Erhardt) to the Acting Secretary of State, 863.6363/9–1445: Telegram, 13.09.1945, Document 406. – Foreign Relations of the United States: Diplomatic Papers, 1945, European Advisory Commission, Austria, Germany, Volume III, 591–593, Washington, D.C.

Staudacher, A.L. (2009): „...meldet den Austritt aus dem mosaischen Glauben". 18000 Austritte aus dem Judentum in Wien, 1868–1914 – Namen – Quellen – Daten. – 826 S., Frankfurt am Main (Lang).

Staudigl-Ciechowicz, K.M. (2017): Das Dienst-, Habilitations- und Disziplinarrecht der Universität Wien 1848–1938. Eine rechtshistorische Untersuchung zur Stellung des wissenschaftlichen Universitätspersonals. – Schriften des Archivs der Universität Wien, **22**, 863 S., Göttingen (V&R Unipress). https://doi.org/10.14220/9783737007207.351

Steininger, F.F., Angetter, D. & Seidl, J. (2018): Zur Entwicklung der Paläontologie in Wien bis 1945. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 160 S., Wien.

Stiefel, D. (1981): Entnazifizierung in Österreich. – 339 S., Wien (Europaverlag).

Stowasser, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–200, Wien.

Supreme Headquarters Allied Expeditionary Force Counter Intelligence Sub-Division (1945): Handbook of the Organisation Todt, MIRS/MR-OT/5/45, London.

Taschwer, K. (2015): Othenio Abel. Paläontologe, antisemitischer Fakultäts- und Universitätspolitiker. – In: Ash, M.G. & Ehmer, J. (Hrsg.): Universität – Politik – Gesellschaft, 650 Jahre Universität Wien – Aufbruch ins neue Jahrhundert, 287–292, Göttingen–Wien (V&R Unipress).

Taschwer, K. (2016): Geheimsache Bärenhöhle. Wie ein antisemitisches Professorenkartell der Universität Wien nach 1918 jüdische und linke Forscherinnen und Forscher vertrieb. – In: Fritz, R., Rossolinski-Liebe, G. & Starek, J. (Hrsg.): Alma Mater Antisemitica. Akademisches Milieu, Juden und Antisemitismus an den Universitäten Europas zwischen 1918 und 1939, 221–242, Wien (New Academic Press).

Tentschert, E. (1998): Prof. Dr. Georg Horninger. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **89**, 241–242, Wien.

Thaler, J., Mertz, G., Hammerl, C. & Rathkolb, O. (2018): Berg-Wetter 1938: Diktatur, Behörden, Wissenschaft. GBA und ZAMG im Schatten des Nationalsozialismus. – 58 S., Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

Thurner, A. (1943): Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. – Fortschritte der Geologie und Paläontologie, **48**, 183–345, Berlin.

Tichy, G. (1990): Leopold Müller. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **82**, 293–306, Wien.

Tišler, J. & Tessier, C. (2007): Das Loibl-KZ. Die Geschichte des Mauthausen-Außenlagers am Loiblpass/Ljubelj. – Schriftenreihe der KZ-Gedenkstätte Mauthausen, 487 S., Wien (Bundesministerium für Inneres).

Uhl, H. (2001): Das „erste Opfer". Der österreichische Opfermythos und seine Transformationen in der Zweiten Republik. – Österreichische Zeitschrift für Politikwissenschaft, **30**, 19–34, Wien.

US vs. Waldemar Barner et al. (1948): Case No. 000-50-5-17. – https://www.online.uni-marburg.de/icwc/dachau/000-050-0005-017.pdf (abgerufen am 15.12.2020).

Uziel, D. (2012): Arming the Luftwaffe: The German Aviation Industry in World War II. – 303 S., North Carolina–London (McFarland & Company).

van Bemmelen, R.W. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich): Erster Teil. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **100**, 179–212, Wien.

van Bemmelen, R.W. (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), Zweiter Teil: Die zentralen Gailtaler Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **104**, 213–237, Wien.

Verband Sozialistischer StudentInnen Österreichs, Sektion Leoben (2017): Die Montanuniversität im Dritten Reich. Eine Spurensuche. – 28 S., Leoben.

Volsansky, G. (2001): Pakt auf Zeit. Das deutsch-österreichische Juli-Abkommen 1936. – 312 S., Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

von Reeken, D. & Thiessen, M. (2016): Ehrregime. Perspektiven, Potenziale und Befunde eines Forschungskonzepts. – In: von Reeken, D. & Thiessen, M. (Hrsg.): Ehrregime. Akteure, Praktiken und Medien lokaler Ehrungen in der Moderne, 11–29, Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).

Weingand, H.-P. (1995): Die Technische Hochschule Graz im Dritten Reich. Vorgeschichte, Geschichte und Nachgeschichte des Nationalsozialismus an einer Institution. – 2. Auflage, 172 S., Graz (Hochschülerschaft an der Technischen Universität Graz).

Wessely, G. (1994): Hermann Stowasser. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **87**, 159–160, Wien.

Willig, D. (2001): Zur Geschichte der Wehrgeologie in Deutschland. – Nachrichtenblatt zur Geschichte der Geowissenschaften, **11**, 60–84, Krefeld.

Wittmann, A.M. (2018): Bor. – In: White, J.R. (Hrsg.): Encyclopedia of Camps and Ghettos, 1933–1945, Vol. 3: Camps and Ghettos under European Regimes aligned with Nazi Germany, 320–322, Bloomington–Indianapolis (Indiana University Press).

Wladika, M. (2018): Zur Repräsentanz von Politikern und Mandataren mit NS-Vergangenheit in der Österreichischen Volkspartei 1945–1980. Eine gruppenbiographische Untersuchung. – 214 S., Wien.

Wodak, R., Nowak, P., Pelikan, J., Gruber, H., De Cillia, R. & Mitten, R. (1990): „Wir sind alle unschuldige Täter": Diskurshistorische Studien zum Nachkriegsantisemitismus. – 401 S., Frankfurt am Main (Suhrkamp).

Zausnig, J. (1995): Der Loibltunnel. Das vergessene KZ an der Südgrenze Österreichs. – 176 S., Klagenfurt (Drava-Verlag).

Zetinigg, H. & Gräf, W. (1976): Verzeichnis der geologischen Publikationen von tit. o. Univ.-Prof. Dr. Andreas Thurner. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **106**, 8–12, Graz.

Eingelangt: 15. Dezember 2020, angenommen: 23. Dezember 2020

Anhang

Statut für die Verleihung der W.R.v. Haidinger-Medaille, 12/1977, Archiv der Geologischen Bundesanstalt, A 11944-R.

Orthografie und Fußnoten wie im Original, enthält handschriftliche Anmerkung mit Hinweis auf die einstimmige Annahme in der Geologensitzung im Dezember 1977:

STATUT
FÜR DIE VERLEIHUNG DER
W.R.v.HAIDINGER-MEDAILLE[1] [2]

I

Die W.R.v.Haidinger-Medaille wird als Zeichen der Anerkennung herausragender Verdienste auf dem Gebiet der Angewandten Geologie von den Geologen[3] der Geologischen Bundesanstalt im Gedenken an W.R.v.Haidinger (1795–1871), den bedeutenden Erdwissenschaftler und Gründungsdirektor der GBA, verliehen.

II

Die W.R.v.Haidinger-Medaille, entworfen vom Architekten der Wiener Staatsoper Van der Nüll und erstmals W.R.v.Haidinger am 29. April 1856 von seinen Freunden überreicht, wird seit der Hundertjahrfeier der GBA in der Regel alle fünf Jahre (vom Gründungsdatum an gerechnet) verliehen. Zu besonderen Anlässen kann sie jederzeit verliehen werden.

III

Vorschläge und Anträge auf Verleihung der W.R.v.Haidinger-Medaille sind an einen der Proponenten[4] zu richten[5], als die der Direktor, der Vizedirektor[6] und die Abteilungsleiter der GBA[7] fungieren.

Die Proponenten treten auf Einberufung durch den Direktor der GBA zusammen und beschliessen[8] mit einer Mehrheit von wenigstens vier Fünftel den Vorschlag an die Vollversammlung der Geologen. Wenn wenigsten drei Proponenten dies begehren, ist eine Sitzung innerhalb von 3 Monaten einzuberufen.

Proponenten, die verhindert sind an der Sitzung teilzunehmen, können sich durch einen Geologen des Hauses vertreten lassen.

IV

Zur Entscheidung über die Verleihung der W.R.v.Haidinger-Medaille werden alle Geologen der GBA vom Direktor[9] der Anstalt einberufen und beschliessen bei Anwesenheit von drei Viertel mit einer Mehrheit von wenigstens vier Fünftel, wem die W.R.v.Haidinger-Medaille zuerkannt wird.

Wenn dies begehrt wird, ist über die Verleihung in geheimer Abstimmung zu entscheiden.[10] [11]

Die ausführliche Begründung der Verleihung ist in den jeweils folgenden Verhandlungen (Jahresbericht der Direktion) zu veröffentlichen.

Die Verleihung der W.R.v.Haidinger-Medaille an Geologen der GBA im Dienst- oder Ruhestand ist nicht vorgesehen [Wort „zulässig“ handschriftlich durch „vorgesehen“ ersetzt].

---

1 Vgl. „Verhandlungen der GBA“, Sonderheft C aus 1952, S. 9 und 10.

2 Die Vorlage für dieses Statut wurde in der [handschriftliche Ergänzung um die Worte „um den Dienstellenausschuss erweiterten“] Abteilungsleitersitzung vom 4. März 1977 einstimmig beschlossen.

3 Erläuternd wurde in der Sitzung gem. Anm 2 festgestellt, dass darunter auch jene wissenschaftlich ausgebildeten und graduierten Geologen zu verstehen sind, die nicht in den Dienstzweig 46 der Dienstzweigeordnung (vgl. Jahrbuch 1975 der Gewerkschaft öffentlich Bediensteter, S. 188) eingereiht sind, sondern z.B. in den Höheren Bibliotheksdienst

4 Vorschläge und Anträge kann jedermann einbringen.

5 Ein und derselbe Vorschlag kann auch allen Proponenten zugeleitet werden

6 Direktor und Vizedirektor fungieren auch dann als Proponenten, wenn sie nicht Geologen sind. Die Formulierung meint „das Direktorium“ der GBA, sollte also einmal die Funktion eines oder mehrerer weiterer Vizedirektoren geschaffen werden, wären auch sie als Proponenten anzusehen.

7 Es wurde bewusst davon abgegangen, auch die Chefgeologen in das Proponentenkomitee einzubeziehen, da – anders als zur Zeit der Schaffung der Medaille – heute mit diesem Amtstitel nicht notwendig die Abteilungsleiterfunktion verbunden ist.

8 Der Inhalt des Vorschlages ist bewusst nicht festgelegt. Dadurch ist jede Beschränkung in Bezug auf Anzahl und Verleihungszeitpunkt vermieden.

9 Da es bei der Verleihung der Haidinger-Medaille nicht um eine Angelegenheit im Rahmen des Dienstbetriebes der GBA geht, hat hier der Direktor die Stellung eines Vorsitzenden, der an die Beschlüsse des Proponentenkomitees gebunden ist.

10 Sollte die Geologenversammlung zum festgesetzten Zeitpunkt nicht beschlussfähig sein, dann wäre eine neuerliche Sitzung für den nächsten Termin einzuberufen, zu dem die Anwesenheit von wenigstens drei Viertel der Geologen gesichert erscheint.

11 Bei Ablehnung eines Vorschlages kann beschlossen werden, ob und wann ein neuerlicher Antrag eingebracht werden kann. Das Statut für die Verleihung der W.R.v.Haidinger-Medaille ist in einer Geologenversammlung mit einfacher Mehrheit zu beschließen.

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 409–422 | Wien, Dezember 2020

Ferdinand von Hochstetter's 1864 description of Dunite – a scholarly annotated English translation

RODNEY GRAPES[1] & SASCHA NOLDEN[2]

10 Text-Figures, 1 Table

Ferdinand von Hochstetter
Dunite
Olivine
Chromite
Dun Mountain
New Zealand

Contents

Abstract 409
Zusammenfassung 409
Introduction. 410
Hochstetter's paper in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Vol. XVI, 1864: 341–344 410
Notes on Hochstetter's paper 414
The name 'dunite' and a letter. 416
Hochstetter's letter 416
Notes on Hochstetter's letter 417
Postscript 419
Acknowledgements. 420
Appendix. 420
References 421

Abstract

Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) named Dunite at a public lecture in Nelson, New Zealand, on 29th September 1859, shortly after his visit to Dun Mountain where specimens were collected and mineral deposits investigated. On his return to Vienna, the dunite specimens were independently analysed at the laboratories of the Polytechnic Institute and Imperial Geological Survey of Austria. Hochstetter published his description of dunite in the journal of the German Geological Society in 1864 (HOCHSTETTER, 1864a). This article comprises a scholarly annotated English language translation of Hochstetter's paper and a translation of a related published letter in which Hochstetter outlines the place and relationship of dunite, lherzolite and chassignite. Presented with historical and biographical notes, the paper looks at the history and current status of the term dunite, its petrogenesis and relevance in regional tectonics.

Ferdinand von Hochstetters Beschreibung von Dunit 1864 – eine englische Übersetzung mit Anmerkungen

Zusammenfassung

Anlässlich seines öffentlichen Vortrages am 29. September 1859 in Nelson, Neuseeland, benannte Ferdinand von Hochstetter (1829–1884) erstmals einen Dunit, kurz nach seinem Besuch des Dun Mountain, wo Handstücke gesammelt und Mineralvorkommen untersucht wurden. Nach seiner Rückkehr nach Wien wurden die Proben von Dunit in den Laboratorien des k. k. Polytechnischen Instituts und der k. k. Geologischen Reichsanstalt unabhängig voneinander untersucht. Hochstetter publizierte diese Analysen zusammen mit seiner Beschreibung in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Jahr 1864 (HOCHSTETTER, 1864a). Die vorliegende englische Übersetzung mit historischen und biografischen Anmerkungen wird noch durch die Übersetzung eines Briefes ergänzt, in dem sich Hochstetter mit dem Namen Dunit im Vergleich zu dem verwandten Lherzolith und Chassignit auseinandersetzt. Die Benennung und der Status des Namens Dunit sowie verwandte Minerale werden zusammen mit Betrachtungen zur Petrogenese und Relevanz in der regionalen Tektonik vorgestellt.

1 RODNEY GRAPES: 45 Collier Avenue, Karori, Wellington, New Zealand. rodneygrapes@gmail.com
2 SASCHA NOLDEN: Alexander Turnbull Library, National Library of New Zealand, PO Box 12349, Thorndon, Wellington 6144, New Zealand. sascha.nolden@dia.govt.nz

Introduction

The first mention of the rock term dunite was by Ferdinand von Hochstetter (Text-Fig. 1) during a public lecture in Nelson, New Zealand, on 29 September 1859 in which he outlined the geology of the Nelson Province, northern South Island of New Zealand, based on his explorations with Julius von Haast (see JOHNSTON & NOLDEN, 2011 for details). The part of Hochstetter's lecture relevant to a prominent NE–SW striking belt of serpentine through the province, its component rocks and Dun Mountain, is as follows:

"*An immense serpentine dyke, of a thickness of several miles, stretches from the northern extremity of D'Urville's Island, across the French Pass, through the Croixelles, by the Dun Mountain, Upper Wairoa, and is met with again, on a continuation of the same straight line, on the red hills, near the Tophouse, on the northern side of the Wairau Valley. This dyke can thus be traced from north-east to south-west for a distance of eighty miles. The strike of the serpentine dyke is perfectly parallel to that of the slates, but its eruptive origin is proved by the occurrence of a breccia of friction (Reibungsbreccia) at the line of contact; and the fact of beds of slate enclosed in it being converted into hard and semi-vitrified cherts. The serpentine, in its turn, has been broken through by eruptive dykes of hypersthenite and gabbro. The rock of the Dun Mountain proper is a variety of serpentine, of so novel and peculiar a character, that I am obliged to apply to it a new term, and call it 'Dunite'* [sic]." (Text-Fig. 2).

Hochstetter's lecture was printed in full in the Nelson Examiner (1 October 1859) (HOCHSTETTER, 1859a) and later in the New Zealand Government Gazette (Province of Nelson) No. 39 (HOCHSTETTER, 1859b) of the same year. The lecture was prepared with the help of Dr. David Monro, a Scot, member of the Nelson Provincial Council, and Chairman of the local committee of the Dun Mountain Copper Mining Company, which may account for the double 'n' spelling of dunite in the printed versions – this spelling derived from the old Gaelic donn, meaning "brown", although on one of Hochstetter's draft geological maps now in the Nelson Provincial Museum (M1671; detail reproduced in JOHNSTON & NOLDEN, 2011: 188) is written as "Dunit". During an excursion to the hills east of Nelson (locally known as "The Mineral") between 29th August and 1st September 1859, to examine chromite workings, Hochstetter with Monro and others ascended Dun Mountain on the evening of Wednesday 31st where "*…from the summit…we had a very fine view over the mountain range bounding the Wairau Valley on the west*" (diary of Sir David Monro for 1859, transcribed by FLEMING, 1959: 959) (Text-Fig. 3), and when he presumably discovered and collected in-situ dunite (Text-Fig. 4). Five years later, in 1864, Hochstetter published a formal account of the rock and its component minerals, olivine and chromite, in the Journal of the German Geological Society, a translation of which follows HOCHSTETTER (1864a).

Text-Fig. 1.
1857 lithographic portrait of Ferdinand von Hochstetter by Adolf Dauthage (1825–1883) (Hochstetter Collection Basel).

Hochstetter's paper in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Vol. XVI, 1864: 341–344

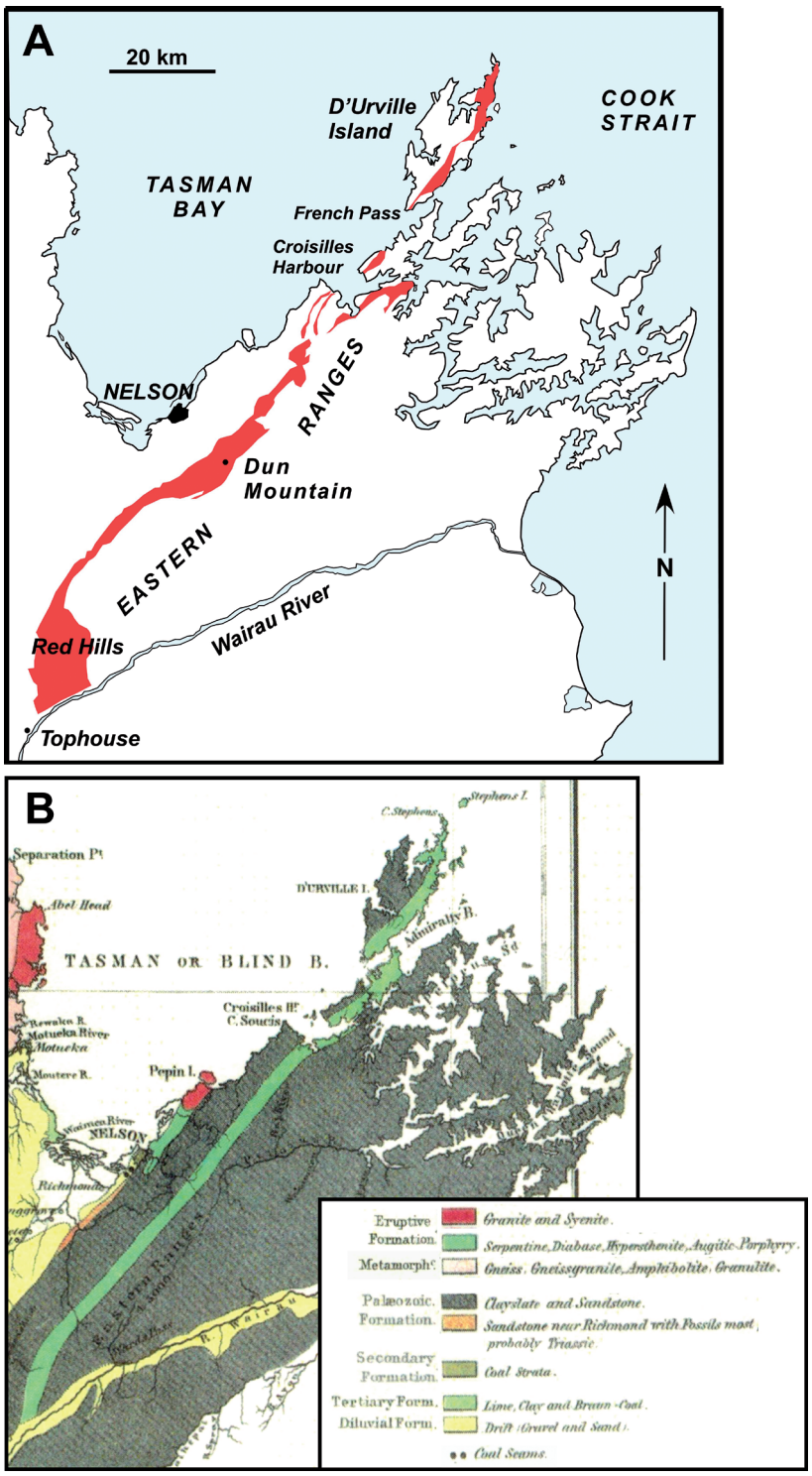
Dunite, granular olivine-rock from Dun Mountain, Nelson, New Zealand

Ferdinand von Hochstetter, Vienna

During my visit to New Zealand* I came across a peculiar rock that I called Dunite which occurs in association with serpentinite and forms the huge 4,000 feet-high Dun Mountain, six English miles south-east of Nelson. Amongst the thickly forested mountains in this area, Dun Mountain is conspicuously barren and owes its name to the dun colour of the yellow rusty-brown rocks. Countless boulders cover the mountain slopes; their weathered and corroded surfaces are a dirty, rusty colour. Sometimes more yellowish, at other times more reddish-brown; only low shrub and alpine plants grow between the boulders, hence the rock colours are little concealed by vegetation.

Dunite on a freshly broken surface is of light yellow-green to grey-greenish colour and exhibits a greasy to glassy lustre. The texture is granular crystalline. The fractured surface is uneven, angular-granular and coarsely splintery; single grains show a preferred cleavage, recognizable as small reflecting surfaces with a glassy sheen. This cleavage can also be seen as striations in thin rock flakes when viewed under the microscope in certain conditions. Hardness 5.5 (slightly less than feldspar). Specific gravity 3.295. Streak white. Under the blow pipe small splinters of the rock show a rust-yellow colour, but do not melt. The rock almost completely dissolves in hydrochloric acid.

* See Dr. F. Hochstetter, lecture on the Geology of the Province of Nelson. New Zealand Government Gazette No. 39, 1859. [HOCHSTETTER, 1859b]

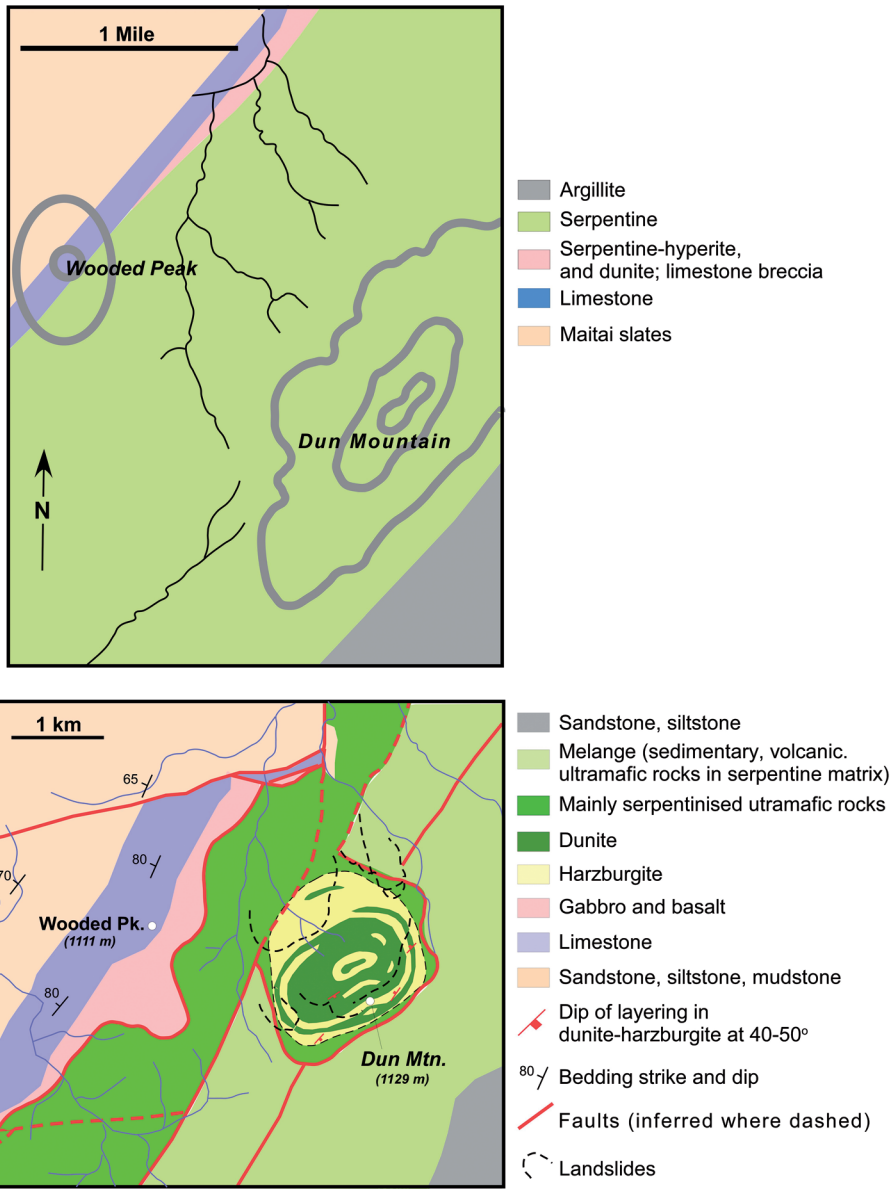


Text-Fig. 2.
A: Map of the north-eastern part of the South Island of New Zealand showing locations mentioned in Hochstetter's public lecture, Nelson, on 29 September 1859, and the copper- and chromite-bearing rocks of the 'mineral belt' (in red) extending from D'Urville Island in the north to Tophouse in the south (see text). **B:** Part of the Geological map of the Nelson Province by Dr. Ferdinand von Hochstetter 1859 and Julius von Haast 1860 showing the 'mineral belt' referred to by Hochstetter as an 'immense serpentine dyke' (HOCHSTETTER & HAAST, 1864).

Chromite occurs as needle-head sized black grains which when viewed under the hand lens form octahedrons with rounded edges disseminated through the rock as the characteristic accessory mineral.

Dun Mountain forms part of a magnificent serpentinite mountain range which extends in length for 80 English miles and in width varies between 1 and 2 English miles. I have documented its eruptive character [1] elsewhere**. It is continuous with Wooded Peak which consists of common serpentinite. Here chromite locally occurs in such abundance that it is mined. Therefore, we can assume that the chromite-rich rocks on Dun Mountain are also composed essentially of a magnesia silicate. All characteristics listed above indicate olivine; however, who would presume to suggest without proof of a chemical analysis that olivine could occur in such large eruptive masses as to form Mesozoic mountain ranges similar to serpentinite. Two analyses commissioned by me give results in good agreement with each other.

** See Novara Expedition, Geological part. Volume 1: Geologie von Neu-Seeland, p. 217. [HOCHSTETTER, 1864b: 217]



Text-Fig. 3.
Upper: Map of the Dun Mountain area (redrawn and re-orientated to true north from Hochstetter's 1864 map of copper and chromite mineralisation (here omitted) between Dun Mountain and Wooded Peak (HOCHSTETTER, 1864b). **Lower:** Map of the same area simplified after JOHNSTON (1981) and also showing the distribution of essentially unserpentinised dunite and harzburgite (but not all in-situ) centred on Dun Mountain according to LAUDER (1965a: Fig. 4). Dun Mountain forms a SE-directed nappe-like structure.

Analyses of Dunite

a. The analysis was carried out in the K.K. Polytechnic Institute by E. Reuter under the guidance of Prof. Dr. A. Schrötter.

b. Carried out in the K.K. Geological Survey by Dr. A. Madelung.

The samples selected for analysis contained as little chromite as possible.

	a.		**b.**
SiO_2	42.80		42.69
MgO	47.38		46.90
FeO	9.40		10.09
Na_2O, NiO, CoO	traces	NiO	trace
Water (from heating to 160° C)	0.57		0.49
	100.15		100.17

Ignoring water, the following oxygen numbers can be calculated.

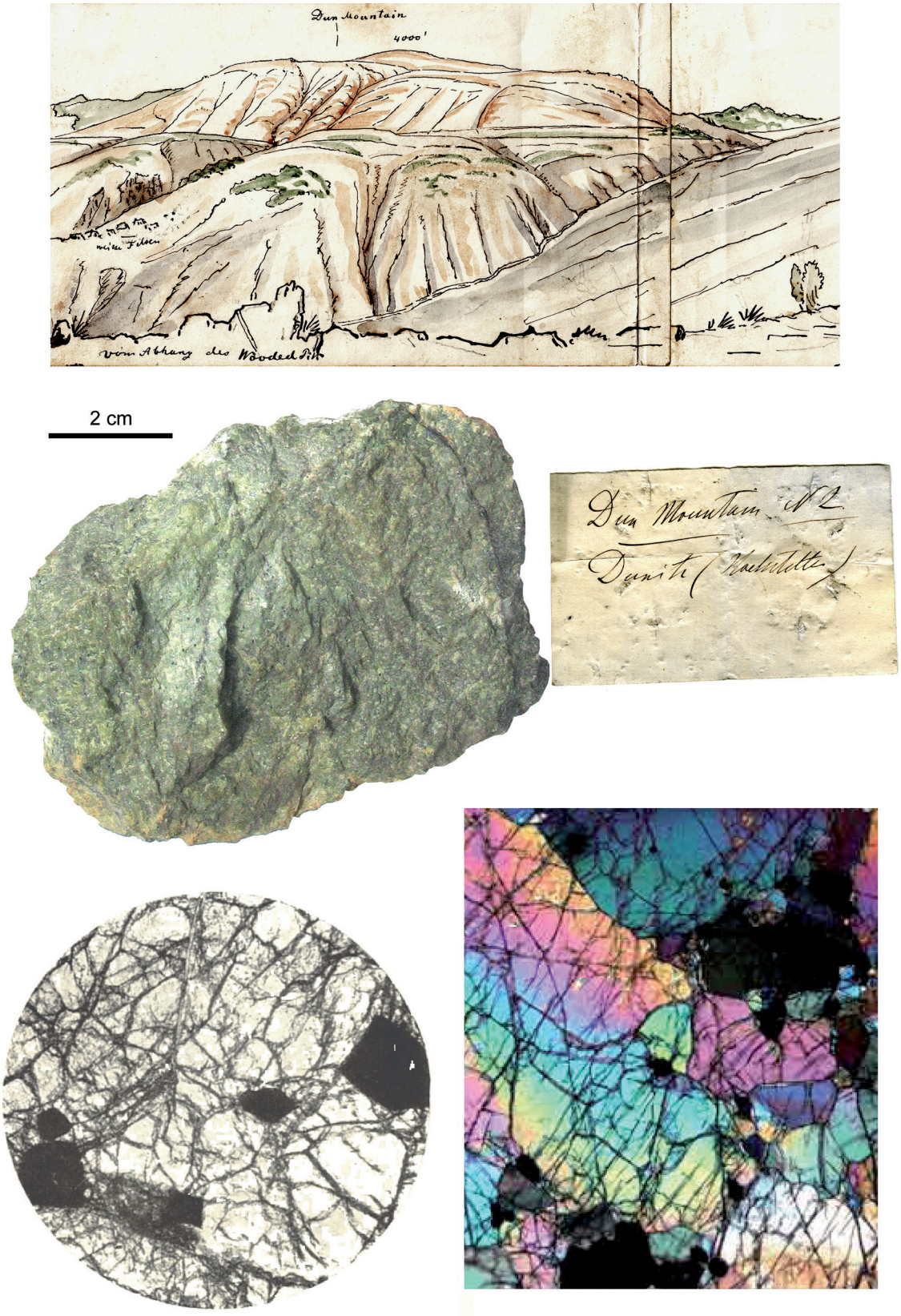
	a.	**b.**		**a.**	**b.**
SiO_2	22.3	22.1	SiO_2	22.3	22.1
MgO	19.0	18.8	RO	21.1	21.0
FeO	2.1	2.2			

From both analyses the olivine formula can be derived:

$$\dot{Fe}^2\,\ddot{Si} + 9\dot{Mg}^2\,\ddot{Si}$$

or expressed as 2RO . SiO_2 with an oxygen ratio of 1:1. [2]

Characteristic is the presence of trace amounts of nickel in the dunite which is considered by Stromeyer to be an integral part of olivine [3]. It is likely that chromite in the dunite is also nickel-bearing, similar to chrome-iron ore of Texas and Pennsylvania [4]. Traces of cobalt detected in analysis **a** have also been found in other olivine rocks, such as by Genth in olivine of the Thjorsa lava from Hekla [5]. Regarding the chrome content, which Walchner considers a component of olivine [6], it forms a separate mineral in the dunite.



Text-Fig. 4.
Top: Hochstetter's sketch of Dun Mountain at '4,000' ft. viewed towards the north-east from the dray road on Wooded Peak (Hochstetter Collection Basel). **Centre:** Original dunite sample collected by Hochstetter together with original label written by Julius Haast who accompanied Hochstetter on his visit to Dun Mountain in August–September 1859 and who may have trimmed the sample that was used for reference, research and teaching purposes. Note the thin zone of brown 'dun-coloured' weathering along part of the lower edge of the sample; the disseminated black spots of chrome spinel; the lighter yellowish-green areas (top and centre) which represent areas of fresh olivine in comparison to the slightly darker green colour of most of the specimen where olivine is associated with minor serpentine and brucite alteration as evidenced by the small amount of water (0.49–0.57 %) in HOCHSTETTER's analyses of a duplicate sample of the dunite (1864a: 342) (photos kindly supplied by Dr. Albert Schedl, Geological Survey of Austria). **Bottom:** Microscopic views of dunite from Dun Mountain. **Left:** View under plane-polarized light showing extensive cracking of clear olivine and black euhedral chrome spinel (MARSHALL, 1925: Fig. 1); **right:** View under crossed nicols showing 2nd–3rd order interference colours of olivine and opaque chrome spinel (GRAPES, unpublished data). Scale for both images x 35.

Olivine in older non-volcanic rocks is well known from other localities, the hypersthene rocks from Elfdalen [7], also in the Urals olivine crystals occur in talc schist on Itkul mountain near Sysserk [8], as coarse olivine (*glinkite*) in talc schist from Kyschtimsk [9], and as pseudomorphs in serpentinite from Snarum in Norway [10]. However, up to now it has not been known that olivine can form whole mountain ranges [11]. Dunite is mineralogically related to olivine xenocrysts [*dunite*] in volcanic rocks, like old fresh feldspar to glassy volcanic feldspar, but from a mineralogical point of view, dunite is different from fresh, coarse olivine. Geologically it is diagnostic as rock-forming and as part of an eruptive rock suite of Mesozoic age [12], which in future should be listed together with hyperite [13], gabbro and serpentinite.

Now that what I have named dunite in New Zealand turns out to be olivine-rock, I expect that there will be other dunites also in the northern hemisphere associated with gabbros and serpentinites, or with augite-porphyries and diabase-like rocks. In particular, hard crystalline parts of serpentinite bodies should be investigated with greater care. It is likely that a number of such localities have been missed.

Finally, I want to remark that the dunite as well as the closely associated serpentinite are cut by hyperite veins from which one can obtain superb examples of coarse-grained hypersthene [14]; furthermore that the copper mine of the Dun Mountain Company [15] is not associated with the dunite but related to the adjacent serpentinite of Wooded Peak. On the surface the copper manifests itself as greenish and bluish chrysocolla, which forms thin layers, crusts and films on crumbling serpentinite boulders; these indications were followed in shafts and along tunnels and some smaller and larger ore bodies were found containing cuprite with nests of native copper, and also copper sulphates. However, a continuous economic ore body has not yet been discovered.

Notes on Hochstetter's paper

1 Hochstetter is using the term 'eruptive' in the general sense of igneous rocks.

2 Two years after Hochstetter, William Skey, analyst of the Colonial Laboratory, Wellington, provided two analyses of 'dunite' (Nos. I and II in HECTOR & SKEY, 1866). No. I and an additional 'dunite' analysis (No. 8) were listed by SKEY in 1871 (Tab. 1). The analyses were made in response to the application of magnesium to the production of artificial light of intense brilliancy prompting the analyses of various magnesian rocks at the 1865 New Zealand Exhibition in Dunedin to be made, but without indicating any economic value.

The descriptions of the Dun Mountain rocks are as follows:

"No. I and II. Dunite or Massive Olivine. Colour light green, dotted with black specks of chrome ore, non-lustrous, feebly translucent, structure massive, also flaky in parts, fracture irregular, sometimes conchoidal. Alone fusible in blow-pipe flame, siliceous part is entirely decomposed by hydrochloric acid, silica separating in gelatinous form, hardness 6 specific gravity 3.462*."

	I	II	8
SiO_2	40.85	40.14	51.01
Al_2O_3	0.80		tr.
Cr_2O_3	1.30	1.20	0.40
Fe_2O_3	tr.		
FeO	7.65	8.34*	9.68
MnO	nd.		
MgO	47.31	48.20	38.51
CaO	tr.		tr.
H_2O	1.93	1.93	0.40
Total	**99.84**	**99.81**	**100.00**

* Combined Al_2O3, Fe_2O_3, FeO
tr. = trace; nd. = not detected

Tab. 1.
Analyses of dunite and harzburgite (I and II from HECTOR & SKEY, 1866: 411; 8 from SKEY, 1871: Tab. 3).

"No. 8. Dunite (Massive Olivine). Has nearly the composition of No. I, but its mineralogical characters being slightly different to that of ordinary Dunite, an analysis was rendered necessary. It is blackish coloured of a lustre almost attaining to vitreous, and it exhibits a massive crystalline structure. The analysis shows it to contain half an equivalent of silica more than true Dunite does**." (HECTOR & SKEY, 1866: 411; SKEY, 1871: 18) (Tab. 1).

Nos. I and II are dunite. No. 8 is harzburgite (Tab. 1); Skey mistakenly calls it dunite although he recognized that the rock contained enstatite together with olivine and chromite.

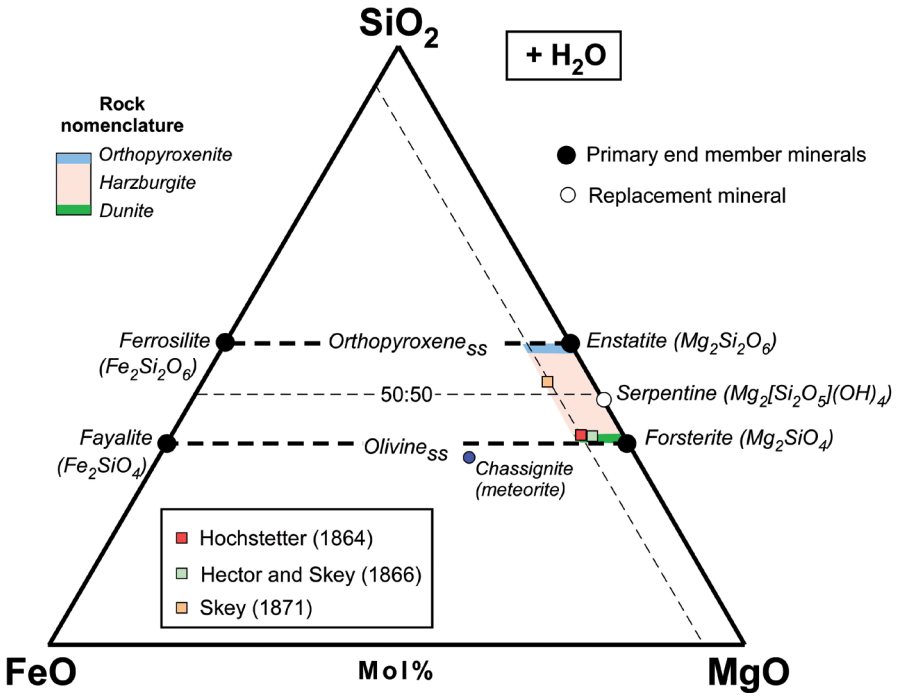
The presence of H_2O in the analyses of Hochstetter and Skey indicates that some of the olivine is replaced by serpentine and brucite. The dunite and harzburgite compositions are plotted on a mol% SiO_2-FeO-MgO diagram in Text-Figure 5.

3 Friedrich Stromeyer (1776–1835; German chemist), gives 0.32 and 0.37 % NiO in olivines separated from basalt in Germany (quoted in WALMSTEDT, 1825) and was the first to report of nickel in olivine. ROSS et al. (1954) record 0.25 % NiO in olivine from Dun Mountain and electron microprobe analyses yield 0.30–0.42 % (GRAPES, unpublished analyses). In the dunite itself, NiO ranges from 0.25–0.32 % (REED, 1959; GRAPES, unpublished data). In the chromite, NiO ranges from 0.15–0.77 % (GRAPES, unpublished data).

4 GARRETT (1852) reported 2.282 % NiO in chromite from one of the Pennsylvania chromite mines (Wood Mine, Chester Country), and 0.10 % in chrome sand washings. The typical nickel content of most commercial chrome ores in Pennsylvania is between 0.1 and 0.24 % NiO (THAYER, 1956: 25). Hochstetter's reference to chrome-iron ore in Texas may refer to the Texas Mine that was worked by the Texas Mining and Manufacturing Company of New York, close to the Wood Mine in Pennsylvania, not the state of Texas which has no chromite deposits (KNOPF, 1921).

5 Frederick Augustus Genth (1829–1893; German-American chemist specializing in analytical chemistry and mineralogy) records a trace of CoO in olivine from the Thjorsa lava (GENTH, 1848: 20). ROSS et al. (1954) give 0.017 % in

* Hochstetter gives a specific gravity of 3.295.
** Because of the presence of enstatite.



Text-Fig. 5.
Compositions of dunite and harzburgite from Dun Mountain, the Chassigny iron-dunite meteorite, and component minerals plotted in terms of mol% SiO_2-FeO-MgO (+ H_2O). The ultramafic rock fields apply to terrestrial compositions.

Dun Mountain olivine. In the dunite, Co ranges from 133–152 ppm, or 0.017–0.019 % CoO (REED, 1959; GRAPES, unpublished analyses).

6 Frederick August Walchner (1799–1865; German geologist, chemist and mineralogist). According to his experiments, chrome (Cr_2O_3) occurs in different varieties of olivine (BISCHOF, 1855). Analyses of Dun Mountain olivine gives 0.01–0.20 % Cr_2O_3 (Grapes, unpublished electron microprobe analyses); ROSS et al. (1954) record 0.015 %. In the dunite Cr_2O_3 ranges from 0.17–1.01 % and depends on the amount of chromite present. One dunite analysis given by DAVIS et al. (1980; analysis in Tab. 3) yields 10.27 % Cr_2O_3 which reflects its high chromite content so that it could be classified as a chromite-dunite (VOGT, 1894; TURNER, 1930: 189).

7 Olive-green olivine occurs as large crystals at Elfdalen, Sweden, associated with hypersthene rocks composed essentially of hypersthene and labradorite (ROSE, 1835). Such rocks were subsequently classified as olivine norite characterized by plagioclase + hypersthene + olivine.

8 At Itkul mountain, olivine occurs in greenish imbedded nodules in talc schist of Sysserk, Urals. Gustav Rose (1798–1873; German mineralogist and crystallographer) mentions irregular-shaped olivine crystals at this locality which are sometimes as large as a man's fist (BISCHOF, 1855: 363). Chemical analysis of the olivine rock is given by HEINDL & PENDERGAST (1934) who record the presence of accessory serpentine and an opaque mineral (probably Ti-magnetite as their analysis contains 1.82 % TiO_2).

9 Glinkite is an outdated synonym for an amorphous variety of olivine (named after General V.A. Glinka, Governor of the Urals) from the District of Perm where it forms small veins in talc. It was chemically analysed by BECK (1848) with the forsterite end-member composition of Fo_{82}.

10 Serpentine pseudomorphs of olivine from Snarum, Norway, are well-known to mineral collectors. One such crystal pseudomorph collected in the 19th century has dimensions of 4.3 x 2.8 x 1.7 cm.

11 In a letter to Julius von Haast dated 12 and 16 June 1864, Hochstetter wrote, "Just think – my dunite is just plain olivine. Pure olivine as a mountain form, as an igneous mass rock type; that is unheard of and is a completely new confirmed result." (NOLDEN, 2013: 105). Fridolin Sandberger (1826–1898; geologist, mineralogist and palaeontologist at the University of Würzburg) also notes from evidence of the transformation of olivine rock into talc schist in the Urals (an example alluded to by Hochstetter), that olivine rocks must have existed as large masses, supporting Hochstetter's statement "that olivine could occur in such large eruptive masses as to form Mesozoic mountain ranges similar to serpentinite." However, the idea that a large mass of dunite was formed as a result of crystallization from magma of the same composition remained a problem. Actually, in-situ outcrops of dunite on Dun Mountain only extend over a relatively small area, perhaps no more than 1.3 km^2, and are confined almost entirely to the plateau summit; overall, most outcrops are harzburgite (Text-Fig. 3), a rock term not coined until 1887 from its occurrence at Baste, near Harzburg, Germany (ROSENBUSCH, 1887). Edward Heydelbach Davis (1845–1871), the second geologist to investigate the Dun Mountain area in October 1870, writes "at first sight it (dunite) appears to be much more extensive, but this is due to the peculiar nature of the slope deposit, large blocks, of many tons weight, lying here and there, apparently in situ, and requiring a close scrutiny to prove that they are loose. The whole of the north-west and north sides of the mountain are covered with this deposit, which has a general tendency to cement itself together into a conglomerate" (DAVIS, 1871; JOHNSTON, 2007) (Text-Fig. 3).

12 Hochstetter is following CARL FRIEDERICH NAUMANN (1862), a German mineralogist and geologist, who defines an eruptive formation as an assemblage of rocks characterized by their petrographical and palaeontological features and formed at a definite period of time – in this case the Mesozoic.

13 Hyperite is described by HOCHSTETTER (1864b: 226) as a "fine grained mixture of saussurite (i.e., of a dense feldspathic substance) and hypersthene, sometimes only saussurite or only hypersthene, [that] resist weathering more than the serpentine, and thus project like groins on the weathered serpentine rocks." Saussurite was subsequently identified as grossular garnet (hydrogarnet) and the hypersthene as diallage (diopside-augite with closely-spaced {100} partings lined with Fe-oxide) (MARSHALL, 1908), and subsequently called rodingite (MARSHALL in BELL at al., 1911).

14 Hochstetter is referring to an 18 m-wide band of very coarse-grained hyperite in serpentinite that was intersected in an adit (Deep Adit Tunnel of the Duppa [chromite] Lode) on Wooded Peak, and characterized by "coarse laminated specimens of greenish hypersthene" with "glossy cleavage faces a square foot in area" (HOCHSTETTER, 1864b: 225).

15 See JOHNSTON (1983, 1987).

The name 'dunite' and a letter

In his 1871 report on the geology of the Nelson area, Edward Hydelbach Davis acknowledged Hochstetter's 'dunite' but pointed out that "…*Olivine rocks, although rare, are not peculiar to New Zealand, much less to the Dun Mountain, and as the term does not carry any meaning beyond locality, I think that either Olivine rock, or one of the Northern Hemisphere names, is preferable*." (DAVIS, 1871: 110, footnote).

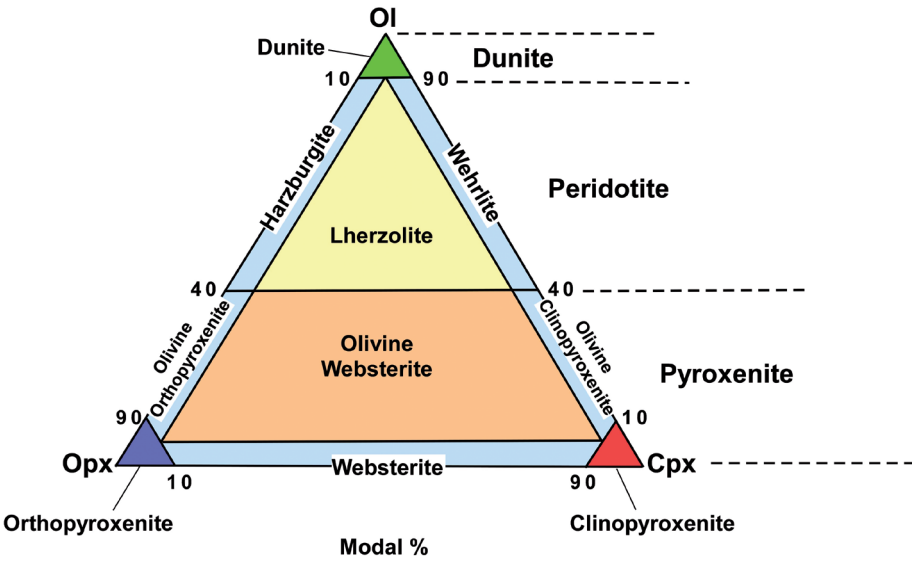
In Europe the olivine rock referred to by Davis was termed olivinfels. SANDBERGER (1866), had noted that, "*credit goes to Hochstetter who discovered a granular olivine rock in 1859 in New Zealand. Although he describes it under the name dunite, without reference to European occurrences, nevertheless, made very interesting observations about the relationship of the rock to serpentine*" (SANDBERGER, 1866: 386, translated from German). He examined fragments of dunite given to him by Hochstetter and was able to separate chromite, enstatite with chrome diopside inclusions from the olivine indicating that the Dun Mountain dunite he examined also contained small amounts of orthopyroxene (enstatite) and clinopyroxene (diopside) – these minerals, together with olivine being characteristic of lherzolite (named after the type locality of *Étang de Lers* [Lake of Lers], derived from the old spelling Étang de Lherz, in the French Pyrenees). From this association Sandberger concluded that he saw no reason to separate dunite from lherzolite and considered that the name olivine rock (olivinfels) be applied to both, and that "*the very rare occurrence of chromium diopside and enstatite has now convinced Hochstetter with respect to my communication, and accordingly his statement about this* [letter transcribed below (HOCHSTETTER, 1866: 77)] *is to be corrected*" (SANDBERGER, 1866: 391, footnote, translated from German).

The recommendation of Sandberger and Davis that the term 'dunite' be abandoned for 'olivine rock' was not taken up in Europe, New Zealand or elsewhere and today 'dunite' is entrenched as a valid term in plutonic igneous rock nomenclature as shown below in the current ultramafic rock classification scheme based on the modal proportions of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx). From this it is evident that dunite can contain up to 10 modal % ortho- and clinopyroxene and that lherzolite, in contrast, spans a large composition field and can contain between 40 and 90 % olivine (Text-Fig. 6).

Hochstetter's letter (HOCHSTETTER, 1866)

"Vienna, 19 November, 1865.

I was very interested in the remarks of Dr. F. Sandberger on Olivinfels in this issue of the Neues Jahrbuch p. 449 [SANDBERGER, 1866: sic; should be p. 385]. After the frequently misunderstood rock in the Pyrenees, Tyrol and New Zealand has now been correctly identified, and now also appears in Nassau and may yet be found at many other localities [1], it may in fact play a more prominent role than previously believed. The names lherzolite and dunite, from Lake Lherz at Col d'Aneon in the Pyrenees and Dun Mountain in New Zealand, are not synonymous and as Dr. Sandberger notes, lherzolite has priority over dunite [2].



Text-Fig. 6.
Classification and nomenclature of ultramafic rocks based on modal proportions of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx) (after LE MAITRE, 2002).

At the time I named the New Zealand rock dunite (1859, Lecture on the Geology of the Provence of Nelson, New Zealand Government Gazette, No. 39) [HOCHSTETTER, 1859b]; and recognized the same as olivinfels (1863) [3], I had however, no idea that the rock generally described as augitefels lherzolite [4], consists essentially of olivine; even after Descloizeaux [DESCLOIZEAUX, 1862] and Damour [DAMOUR, 1862] have again drawn attention to this rock type, confirming LELIEVRE's original observation (1787) that it is composed of chrysolite [5], contrary to the later misconceptions, I consider the name dunite fully justified. Dunite and lherzolite fall under the general term olivine rock and are closely related, but still just as different as orthoclastic granite, granitite and syenite [6].

I have hand specimens of lherzolite collected by my friend, Prof. Dr. Zirkel in Lemberg [7], from his trip to the Pyrenees last summer. The rock of Lherz, the type lherzolite, is a dark grey-green mixture of olivine, diopside, enstatite and picotite [8], [9]. The much lighter, yellowish-green dunite consists of fresh, granular olivine without any trace of diopside and enstatite, and instead of picotite contains accessory chromite disseminated as individual small grains. Both rocks are therefore essentially the same composition and in their appearance. This is different for the lherzolite from Serre de Sem near Vicdessos (Ariege-Department). From its outer appearance the hand specimen from this locality closely resembles my dunite. It likewise consists almost entirely of fresh, granular olivine, and I would certainly describe it as dunite, if it were not for the sporadic inclusion of isolated grains of emerald green diopside and black picotite. So here we have lherzolite with a different, and perhaps quite localised proportion of mineral constituents. The dunite composition (olivine and chromite) has, as far as I know, only been found in a meteoric rock, in G. Rose's *chassignite*. The chassigny meteorite (found in 1815), according to G. Rose, consists of iron-rich olivine with accessory chromium ore [10].

Therefore, so far we have three special varieties of olivine rock named after their localities – two terrestrial and one meteoric:

lherzolite, dunite, chassignite,

and these names may at least coexist.

Dr. Ferdinand v. Hochstetter."

Notes on Hochstetter's letter
(HOCHSTETTER, 1866)

1 Hochstetter is referring to olivine-rich basalt (picrite) at Nassau. Another European occurrence is the subject of a letter from Dr. Theodor Kjerulf (1825–1888; a Norwegian geologist and first director of the Norwegian Geological Survey) entitled "Olivinefels in Norway" (KJERULF, 1867) which was found in 1864 and equated with Hochstetter's dunite: "*I see from the German Geological Society Volume XVI, Issue February, March, April – which only arrived in Christiania in December 1864 –Ferdinand von Hochstetter precisely recognised this new mountain type (of olivinfels) as Danil* [sic. Dunit] *from New Zealand as early as 1859. All that remains for me to do is to confirm Herr von Hochstetter's assumption that there are many olivine rocks on this half of the earth, associated with gabbro and serpentine intrusions*" (KJERULF, 1867: 72, translated).

2 The name lherzolite was coined by Jean-Claude DELAMÉTHERIE (1743–1817; French mineralogist, geologist and paleontologist) in 1795 and was regarded by him as an augite-fels (rock) composed of ortho- and clinopyroxene. In 1862 Augustin-Alexis Damour (1808–1902; French mineralogist) described the rock as a granular aggregate of olivine, enstatite, diopside, and picotite. Listed in Text-Figure 7 is an average analysis (selected oxides) of lherzolite from the type locality taken from LE ROUX et al. (2007). The chemical composition is significantly different from Hochstetter's dunite as also shown on the modal mineral classification diagram of ultramafic rocks (two black circles with values 97 % olivine for Dun Mountain dunite [REED, 1959] and 57.9 % olivine, 26.1 % orthopyroxene, 15.9 % clinpyroxene for Lherz lherzolite [LE ROUX et al., 2007]; Text-Fig. 7).

3 HOCHSTETTER (1863).

4 See comment 2.

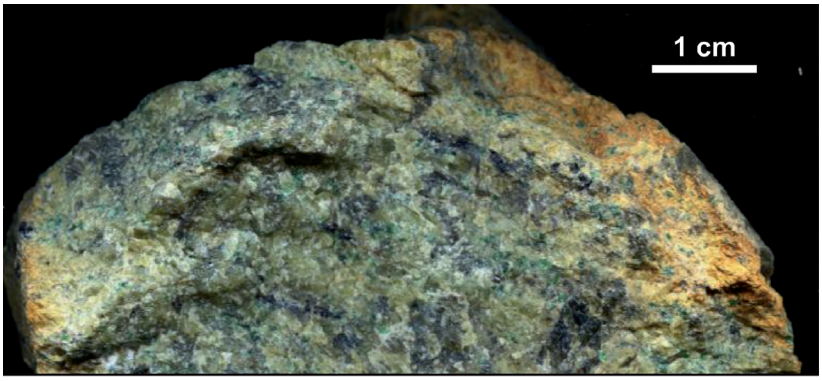
5 Claude-Hugues Lelievre (1752–1835; French mineralogist). Chrysolite is an outdated synonym for transparent, green to yellow-green olivine, analogous to peridot the gem quality variety of olivine. The name is from the Greek "golden stone' in reference to its golden lustre.

6 Hochstetter's terms Orthoklasiten der Granit and Granitit are translated as orthoclase (or alkali-feldspar) granite and biotite granite, respectively. The outdated term granitit (granitite) was used by ROSE (1849) for granite containing biotite as the only dark constituent; it was later called biotite granite (BENECKE & COHEN, 1879), and this name was adopted by ZIRKEL (1894). Rose also included syenite in the granite group in which biotite is accompanied by hornblende. In comparison with the modal variation in olivine-orthopyroxene-clinopyroxene that distinguishes dunite from lherzolite, etc., modal variation of quartz, alkali feldspar (orthoclase) and plagioclase differentiates between the current classification of alkali feldspar granite, (biotite) granite and syenites cited by Hochstetter as shown in Text-Figure 8.

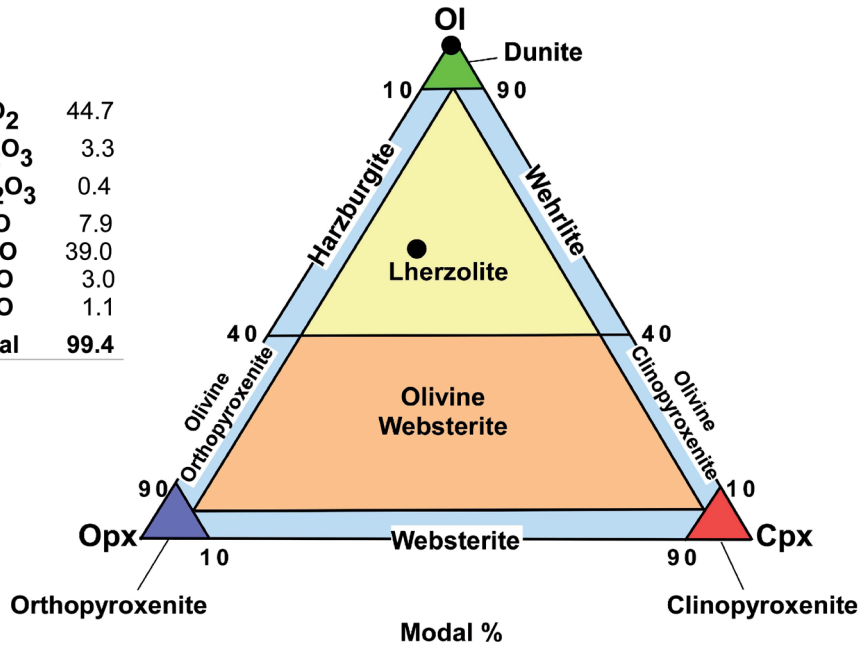
7 Ferdinand Zirkel (1838–1912; German geologist and Professor at Lemberg, now Lviv in the Ukraine). He provided petrographic descriptions of the rocks Hochstetter had collected in New Zealand (HOCHSTETTER, 1864b: 109–123).

8 See comment 2.

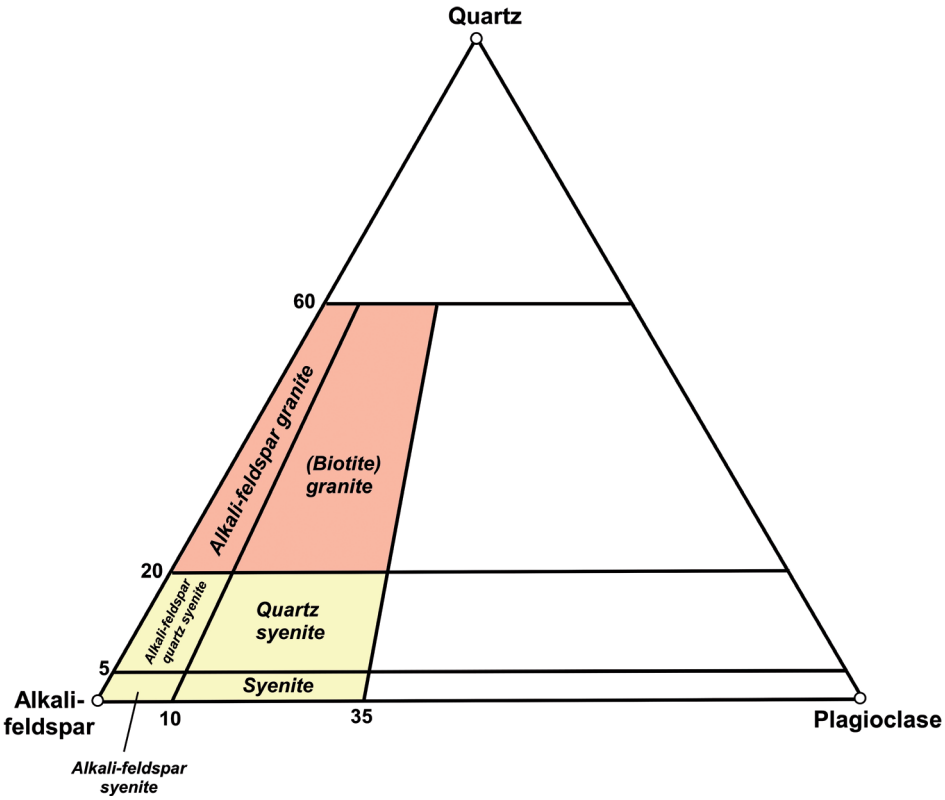
9 The term picotite is used for a variety of hercynite spinel ($Fe^{2+}Al_2O_4$) with appreciable chromium. In his 1864 paper on dunite, Hochstetter described the opaque oxide as chromite ($Fe^{2+}Cr_2O_4$). Electron microprobe analyses indicates that the Cr-rich spinel in the Dun Mountain dunite contains appreciable Al and Mg, as well as Fe^{3+} and in a plot of 100 Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) verses 100 Al/(Cr + Al) (recalculated on the basis of four oxygens and three cations) (Text-Fig. 9), show considerable solid solution of four spinel series end-member compositions (chromite-hercynite-spinel (sensu stricto)-magnesiochromite), (GRAPES, unpublished data). Alteration of the Cr-rich spinel indicates the formation of "ferritchromit" (it contains 50.4 % Fe_2O_3, 25.8 % FeO, 1.9 % Al_2O_3, 16.4 % Cr_2O_3; 4.2 % MgO; GRAPES unpublished data) as indicated by the arrowed trend in Text-Figure 9. An analysis of an opaque mineral separate from the dunite by ROSS et al. (1954) indicates that in comparison with the electron microprobe compositions, the sample is contaminated with magnetite (69.6 % Fe_2O_3;



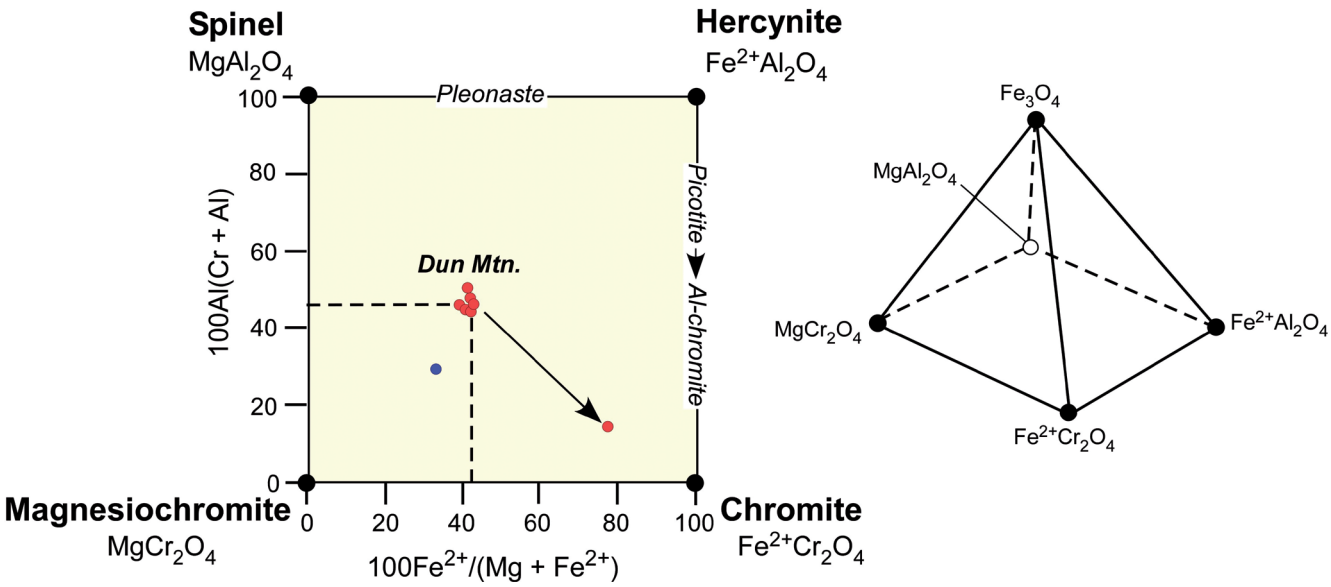
SiO_2	44.7
Al_2O_3	3.3
Cr_2O_3	0.4
FeO	7.9
MgO	39.0
CaO	3.0
H_2O	1.1
Total	**99.4**



Text-Fig. 7.
Top: Lherzolite with oxidized yellow-brown weathering rind from the vicinity of Étang de Lers, French Pyrenees. *Grass-green* = olivine; chrome-green = chrome diopside; *bluish-grey* = orthopyroxene; *black specks* = chrome spinel (picotite). **Below:** Average analysis (n = 12; selected oxides) of Lherz lherzolite with 57.9 % olivine, 26.1 % orthopyroxene, 15.9 % clinopyroxene (LE ROUX et al., 2007) plotted on the ultramafic classification diagram together with Dun Mountain dunite containing 97 % olivine (REED, 1959) (*black circles*).



Text-Fig. 8.
Classification and nomenclature of acid igneous rocks based on modal proportions of quartz (Q), alkali-feldspar (A) and plagioclase feldspar (P) (*see text*) (modified after STRECKEISEN, 1967).

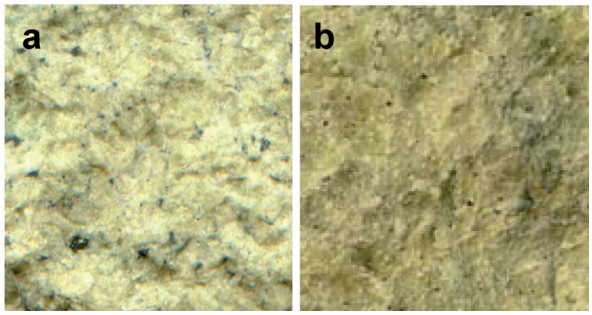


Text-Fig. 9.
Composition of Dun Mountain dunite chrome spinels (*red circles*) plotted in terms of spinel end-members, *spinel*, *hercynite*, *chromite*, *magnesiochromite* (or *picrochromite*). *Arrow* indicates alteration to '*ferrichromit*'. Note that the *ferrochromit* alteration composition actually plots above the 2D spinel composition plane because of its high Fe_2O_3 content; *Blue circle* = bulk composition of spinel separate from dunite (Ross et al., 1954). The plot is a projection from magnetite (Fe_3O_4) as shown (*see text*).

30.25 % FeO; no Cr_2O_3 and Al_2O_3), which occurs as a minor secondary alteration phase associated with serpentine in the dunite (Lauder, 1965b). The 2D spinel nomenclature diagram can therefore be envisaged as the basal plane of a tetrahedron projected from the fifth spinel end-member, magnetite (Fe_3O_4), which accounts for the Fe^{3+} component in the Dun Mountain chrome spinel (Text-Fig. 9).

10 Chassigny is a Mars meteorite, which fell on October 3, 1815, in Chassigny, Haute-Marne, France (Pistollet, 1816). It is essentially an iron-rich dunite (Vauquelin, 1816; see mol% MgO-FeO-SiO_2 plot in Text-Figure 5, and analysis in Text-Figure 10) with 91.6 % olivine (Prinz et al., 1974) of the composition Fo_{68} compared to Fo_{92} in Hochstetter's Dun Mountain dunite, and with minor amounts of ortho- and clinopyroxene, chromite, alkali feldspar and melt inclusions in olivine. Vauquelin's analysis of the Chassigny iron-rich dunite meteorite is compared with that of the Dun Mountain dunite (average analysis) quoted in Hochstetter in Text-Figure 10. Because Hochstetter chose dunite with no visible chromite for analysis, chrome was not determined. As the high metallic chrome (Cr) in the meteoric dunite is in chromite as Cr_2O_3 the value should be 2.92 % which would raise Vauquelin's oxide total to 99.82 %. In contrast, subsequent analyses of the meteorite listed in Mason et al. (1975) show Cr_2O_3 contents ranging from only 0.66 to 0.98 %. The yellow-green colour of the iron-rich Chassigny dunite compared with that of Dun Mountain reflects its more Fe-rich olivine composition of Fo_{68} (Text-Fig. 5). Gustav Rose proposed the name Chassignite in his 1864 classification of meteorites formulated on the basis of the meteorite collection in the Museum für Naturkunde, Berlin.

	a	b
SiO_2	33.90	42.75
FeO	31.00	9.74
MgO	32.00	47.14
Cr	2.00	nd
Total	**98.90**	**99.63**



Text-Fig. 10.
Vauquelin's (1816: 53) analysis of the Chassigny iron-rich dunite meteorite (**a**) compared with Hochstetter's (1864b: 342) average analysis of Dun Mountain dunite (**b**), together with the respective colour difference of both dunites; nd = not determined (*see text*).

Postscript

Dunite and other ultramafic rocks (peridotites) defined in Text-Figure 6 are now known to form the major constituents of the Earth's upper mantle (i.e., to a depth of ~410 km) as evidenced by fragments (xenoliths) that have become entrained in basalt erupted on the Earth's surface. Xenoliths of dunite, referred to by Hochstetter, are considered to represent the refractory residue after extraction of basalt magma from lherzolite and harzburgite. Dunite may also form by gravitation accumulation of olivine crystals on the floors of magma chambers within the ocean crust (termed ophiolite – a section of the ocean crust and underlying mantle) below mid-oceanic ridges, or layered intrusions of basaltic magma within continental crust. Mountain or 'Alpine-type' dunite bodies, such as recognised by Hochstetter at Dun Mountain, are portions of upthrusted and deformed ophiolite or deeper mantle (e.g., such as the Pyrenees lherzolite). The association of dunite (and interlayered harzburgite) with gabbro and basalt at Dun Moun-

tain (Text-Fig. 3) is now interpreted as a tectonically disrupted ophiolite sequence (BLAKE & LANDIS, 1973; COOMBS et al., 1976; DAVIS et al., 1980). The entire 80 mile-long 'immense serpentinite dyke' recognised by Hochstetter is now referred to as the steeply-dipping and dismembered part of a Permian oceanic-continental collision zone, the eastern portion of which has been reduced to a melange (Text-Fig. 3). Since Hochstetter coined the term 'dunite' from Dun Mountain in 1859, both names have been linked as the Dun Mountain Ophiolite Belt.

Acknowledgements

Our thanks to ALBERT SCHEDL and MANFRED LINNER of the Geological Survey of Austria for helpful comments and editorial suggestions.

Appendix

English translation of holograph draft of letter from Ferdinand von Hochstetter to Fridolin von Sandberger, dated Vienna, 28 February 1866 (Dr. Albert Schedl Collection, Vienna).

Vienna, February 28, 1866

Dear Colleague!

I received your kind consignment a few days ago and thank you very much for the beautiful olivinite from Bavaria. As for your remarks about the New Zealand rocks, I am sorry not to be able to agree with you on everything. If I had known of Damour's treatise on lherzolite before my communication on dunite, I would certainly have emphasized the very close relationship between dunite and lherzolite, but I would still have thought it justified to keep the name dunite, since I myself as well could not be convinced today of the identity of both occurrences, even if both fall under the term olivine rock as syenite and granite are both orthoclase-bearing. The first is geological. The occurrence, as I have described it, is essentially different from that of the Pyrenees, i.e., the typical varieties of the two rocks are so different that a distinction seems justified. I maintain that dunite is a mixture of olivine and chromite, and lherzolite is a mixture of olivine and enstatite, diopside. However, I have subsequently convinced myself of the occurrence of diopside in dunite. I met Dr Roth[1] from Berlin two years ago when he was here [page 2] and we compared dunite with diopside in picotite-bearing olivine xenoliths from Kapfenstein in Styria[2], I carefully searched for diopside in my dunite specimens. At that time we could not find any in a large number of samples. It was not until I broke open a large handspecimen to send you a piece that I found individual grains of diopside and also enstatite. So diopside occurs in dunite, and I agree with you on this, even though it does not appear as an essential mineral, as in lherzolite, which one might term augitefels. As for the picotite, even today I have not been able to convince myself that what I said was chromite[3] is actually a chrome spinel. I cannot determine a hardness of 8 or 7.5 anywhere in my samples; all grains in dunite, especially since the larger grains you mention yield a brown powder with the knife, have a decidedly semi-metallic lustre. If the black grains in the dunite are picotite, then all the chrome ore on Dun Mountain that has been mined for years and sold to England as chromite, is picotite, because all chrome iron levels that I have from there have a slightly greater hardness than about 6, as, for example, Baltimore chrome ore. However, this may be due to a slightly higher content of Al_2O_3; and that is why I do not want to conclude that the Dun Mountain chrome ore [page 3] is picotite. Incidentally, I will have the larger grains, which you also consider picotite, examined quantitatively, then we will know for certain.

I enclose a rock sample from Brook Street valley near Nelson, which contains black, rounded grains of a hardness above 7, which may perhaps be picotite; but this occurrence is unrelated to Dun Mountain. I was even more surprised than the picotite by your view that the coarsely-laminated hypersthene from Dun Mountain is chromium diopside. However, I am not entirely sure about the samples I sent to you, so I am enclosing a fragment of what I thought to be hypersthene, with the question of whether this is the mineral which you determined as chromium diopside. I have specimens of this mineral up to 1 foot long and ½ foot wide, and was of the opinion that unless there is something typical of hypersthene or diallage that I frankly cannot clearly distinguish, it is this mineral.

Finally, as far as my view of the eruptive character of the Dun Mountain-serpentine belt is concerned, I still hold this view. I gave my reasons for this in the geology of New Zealand. All phenomena are such that if this serpentine belt is not eruptive in nature, then there are also no eruptive diorites, diabase, augite-porphyries, etc., accompanied by parallel [page 4] veins of augitophyre[4], diabases, etc., even feldspar-rich syenite-like rocks. I also cannot share the view that the serpentine originated from the olivine rock, like anhydrite from gypsum in hydrous deposits, or as original formations occurring next to each other, as well as olivine rocks and the like from serpentine, as the eruptive formations formed at the same time adjacent to each other.

I am sorry that our views diverge so widely here; but I am convinced that if I could develop the matter further here on the basis of the whole series of events, we would come closer in many respects; in any case, our differing view will lead to further investigation which will clarify the questions. Because I don't want to argue just for the sake of the matter, I take the liberty to develop my views again.

Thank you also for the niobite. I am following your Triassic studies with great interest, and they are producing such interesting results.

With friendly greetings
Your most devoted
F. Hochstetter

1 Justus Roth (1818–1892).
2 Mantle xenoliths in host basaltic tuff from Kapfenstein, Styria, Austria, consist of a suite of spinel-lherzolite, harzburgite, dunite, with the former being the most abundant rock type (e.g., KURAT et al., 1980).
3 The mineral term 'chromit' was first proposed by WILHELM VON HAIDINGER (1795–1871) in 1845 for its chrome content.
4 An outdated term for lava with phenocrysts of augite.

References

BECK, W. (1848): Chemische Analyse des Glinkits. – Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, **1847**, 244–249, St. Petersburg.

BELL, J.M., CLARKE, E. DE C. & MARSHALL, P. (1911): The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. – New Zealand Geological Survey Bulletin, **12**, 71 pp., Wellington.

BENECKE, E.W. & COHEN, E. (1879): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. – 632 pp., Straßburg.

BISCHOF, G. (1855): Chemical and physical geology. – Vol. 2, 176–184, translated from manuscript by B.H. Paul, London (Printed for the Cavendish Society).

BLAKE, M.C. JR. & LANDIS, C.A. (1973): The Dun Mountain ultramafic belt – Permian oceanic crust and upper mantle in New Zealand. – Journal of Research of the United States Geological Survey, **1**/5, 529–534, Washington, D.C.

COOMBS, D.S., LANDIS, C.A., NORRIS, R.J., SINTON, J.M., BORNS, D.J. & CRAW, D. (1976): The Dun Mountain ophiolite belt, New Zealand, its tectonic setting, constitution, and origin, with special reference to the southern portion. – American Journal of Science, **276**, 561–603, New Haven.

DAMOUR, A. (1862): Examen minéralogique d'une roche désignée sous les nom de lherzolite. – Bulletin de la Société Géologique de France, **19**, 413–416, Paris.

DAVIS, E.H. (1871): On the geology of certain districts of the Nelson province. – Geological Survey of New Zealand Reports of Geological Explorations during 1870-71, **6**, 103–135, Wellington.

DAVIS, T.E., JOHNSTON, M.R., RANKIN, P.C. & STULL, R.J. (1980): The Dun Mountain ophiolite belt in east Nelson, New Zealand. – Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, 480–496, Nikosia.

DELAMÉTHERIE, J.-C. (1795): Théorie de la terre. – Tome Troisième, 471 pp., Paris.

DES CLOIZEAUX, M. (1862): Note sur la présence du zinc carbonaté, de la lherzolite et de la fluorine dans la chaine des Pyrénées, aux environs des Eaux-Bonnes. – Bulletin de la Société Géologique de France, **19**, 416–419, Paris.

FLEMING, C.A. (1959): Dr Hochstetter in Nelson. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **2**, 954–963, Wellington. https://doi.org/10.1080/00288306.1959.10422760

GARRETT, T. (1852): Chemical examination of a few minerals associated with serpentine. – American Journal of Science and Arts, **14** (series 2), 45–48, New York.

GENTH, F.A. (1848): Untersuchung der Eruptionsproducte des Hekla. – Annalen der Chemie und Pharmacie, **66**, 13–27, Heidelberg.

HAIDINGER, W. (1845): Handbuch der bestimmenden Mineralogie. – 630 pp., Wien (Braumüller & Seidel).

HECTOR, J. & SKEY, W. (1866): Appendix A. Supplementary Report on Class I. – New Zealand Exhibition, Reports and Awards of the Jurors, 371–452, Dunedin (Miles, Dick & Co.).

HEINDL, R.A. & PENDERGAST, W.L. (1934): Olivine as a refractory. – Research Paper RD643, Bureau of Standards Journal of Research 12. U.S. Department of Commerce, Bureau of Standards.

HOCHSTETTER, F. (1859a): Lecture on the geology of the province of Nelson. – Nelson Examiner and New Zealand Chronicle, Volume **XVIII**, Issue 79, 1 October 1859. https://paperspast.natlib.govt.nz/newspapers/NENZC18591001.2.23

HOCHSTETTER, F. (1859b): Lecture on the geology of the province of Nelson. – New Zealand Government Gazette, Province of Nelson, No. 39, Wellington.

HOCHSTETTER, F. (1863): Neu-Seeland. – 555 pp., Stuttgart (J.G. Cotta).

HOCHSTETTER, F. (1864a): Dunit, körniger Olivinfels vom Dun Mountain bei Nelson, Neu-Seeland. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **16**, 341–344, Berlin.

HOCHSTETTER, F. (1864b): Geologie von Neu-Seeland. Beiträge zur Geologie der Provinzen Auckland und Nelson. Reise der österreichischen Fregatte Novara um die Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859. Geologischer Theil. 1 (1), Vienna: Staatsdruckerei, 1864. See also: FLEMING, C.A. (translator and editor) 1959. Geology of New Zealand: Contributions to the geology of the provinces of Auckland and Nelson by Ferdinand von Hochstetter. Wellington: Government Printer.

HOCHSTETTER, F. (1866): B. Communications to Professor H.B. Geinitz. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, **1866**, 76–77, Stuttgart.

HOCHSTETTER, F. & HAAST, J. (1864): Geological map of the province of Nelson. – In: HOCHSTETTER, F. & PETERMANN, A.: Geological and topographical atlas of New Zealand, Plate 6, Auckland.

JOHNSTON, M. (1981): Part sheet 027 – Dun Mountain. – 1st edition, Geological Map of New Zealand 1:50,000. With notes. Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.

JOHNSTON, M. (1983): Chromite and the Dun Mountain Copper Mining Company. – Journal of the Nelson and Marlborough Historical Societies, **1**/3, 4–13, Wellington.

JOHNSTON, M. (1987): High hopes. The history of the Nelson Mineral Belt and New Zealand's first railway. – 152 pp., Nelson (Nikau Press).

JOHNSTON, M. (2007): Mettle & Mines. The life and times of colonial geologist Edward Heydelbach Davis. – 299 pp., Nelson (Nikau Press).

JOHNSTON, M. & NOLDEN, S. (2011): Travels of Hochstetter and Haast in New Zealand. – 336 pp., Nelson (Nikau Press).

KJERULF, T. (1867): Olivinfels in Norwegen. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1867**, 71–72, Wien.

KNOPF, E.B. (1921): Chrome ores of southeastern Pennsylvania and Maryland. – Contributions of Economic Geology, Part 1, 85–99, Washington.

KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, C. & WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **44**, 44–60, New York.

LAUDER, W.R. (1965a): The geology of Dun Mountain, Nelson, New Zealand. Part 1: The petrology and structure of the sedimentary and volcanic rocks of the Te Anau and Maitai Groups. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **8**, 3–34, Wellington.

LAUDER, W.R. (1965b): The geology of Dun Mountain, Nelson, New Zealand. Part II: The petrology, structure, and origin of the ultrabasic rocks. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **8**, 475–504, Wellington.

LE MAITRE, R.W. (Ed.) (2002): Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks. – 2nd edition, xvi + 236 pp., Cambridge (University Press).

Le Roux, V., Bodinier, J.-L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.-M., Vauchez, A. & Riches, A.J.V. (2007): The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. – Earth and Planetary Science Letters, **259**/3–4, 599–612, Amsterdam.

Lelievre, C.-H. (1787): Sur la chrysolite des volcans. – Journal de Physique de Chime, **20**, 397, Paris.

Marshall, P. (1908): Note on the gabbro of the Dun Mountain. – Transactions of the New Zealand Institute, **40**, 320–322, Wellington.

Marshall, P. (1925): The Geology of Nelson. – Cawthorn Lectures, Volume **2**/1, 15 pp., The Cawthorn Institute, Nelson (R.W. Stiles & Co. Printers).

Mason, B., Nelen, J.A., Muir, P. & Taylor, S.R. (1975): The composition of the Chassigny meteorite. – Meteoritics, **11**/1, 21–27, Tempe.

Naumann, C.F. (1862): Lehrbuch der Geognosie. – Vol. 2, pp.2, 718, Leipzig (Engelmann).

Nolden, S. (2013): The letters of Ferdinand von Hochstetter to Julius von Haast. – Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication, **133K**, 233 pp., Wellington.

Pistollett, M. (1816): The Chassigney meteorite shower. – Annales Chimie et Physique, **1**, 45–48, Paris.

Prinz, M., Hlava, P.H. & Keil, K. (1974): The Chassigny meteorite: a relatively iron-rich cumulate dunite. – Meteoritics, **9**, 393–394, Tempe.

Reed, J.J. (1959): Chemical and modal composition of dunite from Dun Mountain, Nelson. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **2**, 916–919, Wellington.

Rose, G. (1835): On the rocks which are distinguished by the names of greenstone and greenstone porphyry. – Records of General Science, **2**/X, 272–280, London.

Rose, G. (1849): Über die zur Granitgruppe gehörenden Gebirgsarten. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **1**, 352–386, Berlin.

Rose, G. (1864): Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin. – 161 pp., Königliche Akademie der Wissenschaften, Berlin.

Rosenbusch, H. (1887): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine: Ein Hülfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien: Band II: Massige Gesteine. – 2. Auflage, XIV + 877 pp., Stuttgart (Schweizerbart).

Ross, C.S., Foster, M.D. & Myers, A.T. (1954): Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. – American Mineralogist, **39**, 693–737, Washington.

Sandberger, F. (1866): Über Olivinfels und die in demselben vorkommenden Mineralien. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, **1866**, 383–400, Stuttgart.

Skey, W. (1871): Results of analysis of 12 Dun Mountain rocks. – Colonial Museum and Laboratory Annual Report, **6**, 17–19, London.

Streckeisen, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of enquiry). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **107**, 144–240, Stuttgart.

Thayer, T.P. (1956): Mineralogy and geology of chromium. – In: Udy, M.J. (Ed.): Chromium, vol. 1: Chemistry of chromium and its compounds. – American Chemical Society Monograph, **132**/1, 14–52, New York.

Turner, F.J. (1930): The metamorphic and ultrabasic rocks of the Lower Cascade Valley, South Westland. – Transactions of the New Zealand Institute, **61**, 170–201, Wellington.

Vauquelin, L.N. (1816): Analyse de l'aérolithe tombée aux environs de Langres, et envoyé a l'institute par M. Pistollet. – Annales Chimie et Physique, **1**, 49–54, Paris (Translation in English appeared in The Philosophical Magazine and Journal, **47**, 349–353).

Vogt, J.H.L. (1894): Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. – Zeitschrift für Praktische Geologie, **2**, 381–399, Halle an der Saale.

Walmstedt, L.P. (1825): Researches on the compositions of peridot. – The Philosophical Magazine and Journal, **66**, 356–368, London.

Zirkel, F. (1894): Lehrbuch der Petrographie. – Volume II, V + 941 pp., Leipzig.

Received: 25. October 2020, accepted: 21. December 2020

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 423–449 | Wien, Dezember 2020

Was ist Leben und wie ist es entstanden? Molekularbiologische, kosmochemische und geologische Aspekte der Abiogenese

EWALD HEJL*

20 Abbildungen

Abiogenese
Astrobiologie
Homochiralität
Enantiomorphie
Wissenschaftsgeschichte
Exoplaneten

Inhalt

Zusammenfassung 423
Abstract 424
Vorwort 424
Einleitung 424
Was ist Leben? Thesen, Definitionen und Suchstrategien 427
Wesentliche Eigenschaften lebender Organismen 429
Das Homochiralitätsproblem 432
Hypothesen zum Ursprung des Lebens (Auswahl) 441
Der Beitrag der Geowissenschaften 444
Schlussbetrachtung 445
Dank 446
Literatur 446

Zusammenfassung

Das irdische Leben entstand im Zeitraum zwischen etwa 4 und 3,5 Milliarden Jahren vor der Gegenwart. Als Abiogenese oder Urzeugung bezeichnet man die von anorganischen Stoffen ausgehende chemische Evolution, die in diesem Zeitraum zu ersten fortpflanzungsfähigen Organismen geführt haben muss. Das Forschungsgebiet der Astrobiologie umfasst neben der irdischen Abiogenese auch die Suche nach außerirdischem Leben auf bewohnbaren Planeten und Monden in und außerhalb unseres Sonnensystems.

Leben ist durch Stoffwechsel (Metabolismus), Fortpflanzung (Selbstreproduktion) und eine evolutive Variabilität gekennzeichnet. Auf der molekularen Ebene geht es dabei um die endotherme Synthese von Proteinen und anderen Biomolekülen sowie um die Existenz einer zur komplementären Selbstreplikation befähigten Gruppe von organischen Polymeren, in denen der Bauplan für die Proteine einschließlich aller Enzyme gespeichert ist. Bei den uns bekannten Lebensformen handelt es sich dabei um den genetischen Code der Nukleinsäuren – insbesondere um die DNA (Desoxyribonukleinsäure), die gemeinsam mit mRNA (Messenger-RNA) und tRNA (Transfer-RNA) den genetischen Apparat der Eukaryoten bildet.

Unter den Materialeigenschaften uns bekannter Lebensformen nimmt die Homochiralität von Aminosäuren und Zuckern eine herausragende Stellung ein. Lebende Organismen enthalten nahezu ausschließlich L-Aminosäuren (linkshändig) und D-Zucker (rechtshändig). Der Ursprung dieser als ‚biomolekulare Homochiralität' bezeichneten Eigenschaft aller irdischen Lebensformen ist unbekannt. Die große Mehrheit der Abiogenese-Forscher nimmt an, dass diese Eigenschaft schon sehr früh auf anorganischem Wege, das heißt in einer prä-RNA-Welt, entstanden ist. Auch interstellare Prozesse, beispielsweise bei der Kondensation von Kometenmaterie, werden dafür in Erwägung gezogen.

Je nachdem in welcher Reihenfolge Homochiralität, selbstreplizierende Polymere und Stoffwechsel entstanden sind, ergeben sich verschiedene Szenarien der Abiogenese. In diesem Übersichtsartikel werden mehrere bekannte Modelle zur Lebensentstehung vorgestellt und im wissenschaftshistorischen Kontext diskutiert. Die Entdeckung von über 4.000 Exoplaneten während der letzten 25 Jahre hat dieser Diskussion neue Impulse gegeben.

* EWALD HEJL: Fachbereich für Geographie und Geologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, 5020 Salzburg. ewald.hejl@sbg.ac.at

What is life and how did it begin? Biochemical, cosmochemical and geological aspects of abiogenesis

Abstract

Terrestrial life has come into being between 4 and 3.5 billion years ago. Abiogenesis is the chemical evolution from inorganic molecular species to first reproductive living organisms. Besides abiogenesis, the scientific branch of astrobiology also includes the search for extraterrestrial life on inhabitable planets and moons within and outside of our solar system.

Life is characterized by metabolism, reproduction (self-replication) and evolutive variability. On the molecular scale, endothermic synthesis of proteins and other biomolecules as well as the existence of organic polymers with the ability for complementary self-replication are essential requirements. Such self-replicating polymers contain the blueprint for the synthesis of proteins and all kind of enzymes. The genetic apparatus of terrestrial life – especially of eukaryotic organisms – comprises DNA (desoxyribonucleic acid), mRNA (messenger RNA) and tRNA (transfer RNA).

Homochirality of amino acids and sugar is a most prominent feature among the material properties of terrestrial life. Living organisms contain almost exclusively L amino acids (left-handed) and D sugars (right-handed). The origin of this biomolecular homochirality of terrestrial life is still unknown. The vast majority of researchers dealing with abiogenesis assumes that homochirality has been formed very early by inorganic processes or has already emerged in a pre-RNA world. Interstellar processes, as for example during the condensation of cometary matter, have been considered too.

Scenarios for abiogenesis suggest different successions for the appearance of homochirality, self-replicating polymers and metabolism. In this review article, some prominent and already published hypotheses for abiogenesis are briefly explained and discussed in their historical context. The discovery of more than 4,000 exoplanets during the last 25 years has brought an additional stimulus to the abiogenesis question.

Vorwort

Seit dem Beginn meiner Forschungen zum Ursprung der Homochiralität von Biomolekülen wurde ich von Fachkollegen aus dem Gebiet der Geowissenschaften des Öfteren gefragt, was darunter zu verstehen sei und welchen Stellenwert dieser molekularbiologische Aspekt im Gesamtkontext der chemischen Evolution (Abiogenese) bis zur Entstehung erster Lebensformen denn habe? Mit anderen Worten: Wie ist das Leben auf der Erde entstanden und welche diesbezüglichen Forschungsansätze gibt es? Im Verlauf der sich aus solchen Fragen ergebenden Gespräche stellte ich fest, dass Geologen mit diesem Problemkreis nur wenig vertraut sind, und man bei der Beantwortung oft sehr weit ausholen muss, um zuerst ein allgemeines Verständnis zu schaffen, um dann in weiterer Folge auf einen speziellen Aspekt fokussieren zu können. Der Versuch, Außenstehenden auf allgemein verständliche Weise das Problem der Lebensentstehung aus anorganischen Ausgangsstoffen zu verdeutlichen, scheitert oft an mangelnden Vorkenntnissen. Im Laufe der Zeit reifte in mir der Entschluss, den gesamten Problemkreis der Abiogenese in einem vorwiegend für Geowissenschaftler geschriebenen Übersichtsartikel zusammenzufassen.

Das Problem der chemischen Evolution bis zur Lebensentstehung umfasst vielfältige Aspekte der Astrophysik, Kosmochemie, Thermodynamik, Molekularbiologie und Genetik sowie der Geowissenschaften. Es ist unmöglich, auf allen diesen Gebieten gleichermaßen sachkundig zu sein, die jeweils neueste wissenschaftliche Originalliteratur zu kennen und sie kritisch zu würdigen. Im Falle des Homochiralitätsproblems habe ich mich bemüht, so weit wie möglich auf die mir bekannte Originalliteratur zurückzugreifen. Bei anderen Aspekten, etwa zum Stoffwechsel oder zur Genetik, musste ich zwangsläufig auch einschlägige Sekundärliteratur (z.B. Lehrbücher) zu Rate ziehen, da ein Studium der Originalliteratur hier ins Uferlose geführt hätte. Dieser Übersichtsartikel erhebt daher keinen Anspruch auf wissenschaftliche Originalität. Es handelt sich nur um den Versuch, einer geowissenschaftlich gebildeten Leserschaft die historische Entwicklung und den gegenwärtigen Stand der Forschungen zur Abiogenese möglichst einfach zu erklären.

Einleitung

Wer die Frage nach dem Ursprung des Lebens stellt, sollte sich zuerst überlegen, welche Eigenschaften ein materielles System haben sollte, um im weitesten Sinn des Wortes als lebendig gelten zu können. Leben zu definieren und in eindeutiger Weise von anorganischen, also nicht-lebendigen Systemen zu unterscheiden, erweist sich jedoch als schwieriges Unterfangen. Über manche Kriterien herrscht in der wissenschaftlichen Fachwelt Einigkeit, über andere jedoch nicht. Vor allem aber lässt sich zeigen, dass es Systeme gibt, die nur manche, aber nicht alle der geforderten Eigenschaften besitzen. Dadurch ergibt sich der Eindruck eines eher graduellen Übergangs von der Welt des rein Anorganischen zur Welt der fortpflanzungsfähigen, in Individuen und Arten gegliederten Organismen, wie sie uns als Pflanzen, Tiere, Pilze oder Bakterien bekannt sind. Als Abiogenese oder Urzeugung bezeichnet man die Entstehung von Lebewesen aus unbelebten Ausgangsstoffen, das heißt die zu ersten fortpflanzungsfähigen Organismen führende chemische Evolution.

Wenn eine praktikable Definition des Lebendigen gefunden ist, kann bezüglich der Lebensentstehung nach dem Wie, dem Wann und dem Wo gefragt werden. Über keinen dieser Aspekte herrscht in der Fachwelt Einigkeit, aber wenigstens der Zeitraum, in dem sich der Übergang von rein anorganischen Prozessen zu zweifellos lebendigen Organismen vollzogen hat, lässt sich grob einengen.

Nachdem sich die Erde vor etwa 4,56 Milliarden Jahren durch Akkretion von Staub und Planetesimalen aus der protoplanetaren Scheibe gebildet hatte, entwickelten sich erste granitische Schmelzen und eine geringmächtige kontinentale Kruste ab ca. 4,4 Milliarden Jahren. Die Gesteine dieser ersten granitischen Kruste sind zwar nicht erhalten geblieben, jedoch ist ihre Existenz durch detritische Zirkone in jüngeren Gneisen des Yilgarn-Kratons (Westaustralien) zweifelsfrei belegt. Der älteste jemals datierte Zirkon hat ein U-Pb-Alter von 4.404 +/- 8 Millionen Jahren (Wilde et al., 2001). Anhand seines Sauerstoff-Isotopenverhältnisses ($d^{18}O$ zwischen 7,4 und 5,0 ‰) und seiner chemischen Zonierung schließen die Autoren dieser Studie auf die Kristallisation aus einem granitischen Magma, das zumindest teilweise aus oberflächlich abgelagerten Vulkani-

ten oder Sedimentgesteinen (engl. *supracrustal rocks*), die mit einer flüssigen Hydrosphäre in Kontakt standen, erschmolzen wurde. Daraus kann indirekt auf die Existenz eines frühen Ozeans geschlossen werden. Da die Erde aber noch bis vor etwa 4 Milliarden Jahren einem intensiven Meteoritenbombardement ausgesetzt war (KOEBERL, 2006) und die dabei freigesetzte Energie vermutlich mehrmals zur weitgehenden oder vollständigen Verdampfung etwaiger Urozeane geführt hat, kann eine kontinuierliche Entwicklung früher Vorformen des Lebens für diesen Zeitraum mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Die ältesten Spuren von Leben sind 3,5 bis 3,7 Milliarden Jahre alt. Es handelt sich dabei um Stromatolithen, zelluläre Fossilien und um so genannte ‚geochemische Fingerabdrücke' des Lebens, insbesondere um das $^{13}C/^{12}C$-Isotopenverhältnis in Grafit, anhand dessen auf die ehemalige Existenz photosynthetischer Organismen geschlossen werden kann. Zelluläre Strukturen mutmaßlicher Cyanobakterien in gebänderten Hornsteinen des Pilbara-Kratons in Westaustralien konnten mittels U-Pb-Zirkonaltern von begleitenden Vulkaniten auf 3,458 x 10^9 Jahre datiert werden (SCHOPF, 1993). Bis zu 3,5 Milliarden Jahre alte Spuren von frühem Leben wurden auch in Sedimentgesteinen des Barberton-Grünsteingürtels in Südafrika nachgewiesen (WALSH & LOWE, 1985; BLAKE et al., 2010). Noch etwa 300 Millionen Jahre ältere biologische Aktivität wurde für die Metasedimente der Isua-Gruppe Westgrönlands anhand des niedrigen $^{13}C/^{12}C$-Verhältnisses in Grafit postuliert (SCHIDLOWSKI, 1988; MOJZSIS et al., 1996). Dieser Befund wurde jedoch später revidiert (LEPLAND et al., 2002), da der Grafit und der ihn umhüllende Apatit offenbar nicht sedimentären Ursprungs sind und das Kohlenstoffisotopenverhältnis auch durch anorganische Prozesse erklärt werden kann.

Die bisherigen Befunde zeigen, dass etwaige Vorformen des Lebens nicht wesentlich älter als 4 Milliarden Jahre sein können, photosynthetisch aktives Leben (vermutlich Cyanobakterien) aber vor 3,5 Milliarden Jahren bereits vorhanden war. Das ergibt eine Zeitspanne von rund 500 Millionen Jahren, in der sich das Leben aus einfachen molekularen Reaktionen bis zum verhältnismäßig komplexen Prozess der Photosynthese entwickelt haben kann. Dieser Zeitraum ist fast gleich lang wie das gesamte Phanerozoikum (Abb. 1).

Die Frage, wie das Leben entstanden ist und in welcher Reihenfolge die dazu führenden Prozesse abgelaufen sind, ist viel schwerer zu beantworten. Hier scheiden sich die Geister. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde vor allem darüber spekuliert, ob zuerst Proteine oder Nukleinsäuren (RNA und DNA) abiotisch, also gewissermaßen ‚von selbst' entstanden sind. Das Problem dabei ist, dass die Polymerisation von Aminosäuren zu Polypeptiden und Proteinen eine unter Wasserabspaltung ablaufende endotherme Reaktion ist. Sie läuft nicht spontan ab, sondern benötigt eine chemische Energiequelle, Katalysatoren (Enzyme) und eine Bauanleitung, die in lebenden Zellen im genetischen Code der Nukleinsäuren gespeichert ist. Andererseits werden Enzyme, das heißt katalytisch wirksame Proteine, auch für den Aufbau von Nukleinsäuren benötigt. In lebenden Zellen wird die Synthese von Proteinen und Nukleinsäuren erst durch die jeweils andere Art von Makromolekülen ermöglicht. Proteine und Nukleinsäuren bedingen einander gegenseitig.

Diese Frage nach dem ‚Was kam zuerst?' ist kein klassisches Henne-oder-Ei-Problem, das bekanntlich ein Scheinproblem ist. Die jeweils sehr komplexen Proteine und Nukleinsäuren waren aber nicht ‚schon immer' vorhanden. Sie können auch nicht spontan und gleichzeitig entstanden sein. Eine der beiden Molekülarten muss sich zuerst entwickelt und den Weg für die andere bereitet haben.

15 Jahre nachdem WATSON & CRICK (1953) die Struktur der DNA-Doppelhelix entdeckt und damit den Schlüssel zur Transkription des genetischen Codes geliefert hatten, spekulierte ORGEL (1968) über das Dilemma einer möglichen Evolution des genetischen Apparats. Im Falle eines frühen Lebens ohne Nukleinsäuren müsse die Bildung kurzer Ketten von Polypeptiden aus einer Art Ursuppe (engl. *primitive soup*) angenommen werden. Diese müssten die Fähigkeit zur komplementären Replikation besessen haben, wobei die positiv oder negativ geladenen, so genannten Reste der Aminosäuren mit jeweils komplementär geladenen Resten eines zweiten Polypeptidstranges eine leicht lösbare Verbindung eingehen. Außerdem müsse die Synthese der komplementären Stränge durch zufällig entstandene Enzyme katalysiert werden. ORGEL (1968) hielt einen solchen Prozess zwar für möglich, aber für unwahrscheinlich. Stattdessen bevorzugte er ein selbstreplizierendes System aus Nukleinsäuren ohne Beteiligung von Proteinen und somit ohne die katalytische Funktion von Enzymen. Kurze Ketten von Nukleotiden (Polynukleotide) sollten dabei als Vorlage (engl. *template*) für die Anlagerung passender Mononukleotide an den Basen des originären Nukleotidstranges dienen und auch ohne Enzyme zur Polymerisierung und Replikation fähig sein. Die geeignete Orientierung der Reaktionspartner könnte eventuell durch Anlagerung an Mineraloberflächen erleichtert worden sein.

Anfang der 1980er Jahre zeigten mehrere Studien, dass manche RNA-Moleküle eine enzymatische Funktion aufweisen und somit die Synthese anderer RNA-Moleküle katalysieren können. In Anlehnung an die aus polymerisierten Aminosäuren aufgebauten Enzyme wurden diese neu entdeckten Katalysatoren aus RNA (Ribonukleinsäure) Ribozyme genannt. Anhand dieser Befunde formulierte GILBERT (1986) seine Hypothese der RNA-Welt. Demnach könnte in einem ersten Stadium der Evolution des Lebens die genetische Informationsübertragung durch RNA-Replikation in einer Nukleotid-Suppe erfolgt sein. Grundlage dieser Replikation ist die bekannte Watson-Crick-Basenpaarung. In dieser RNA-Welt waren zunächst noch keine Proteinkatalysatoren wirksam. In weiterer Folge begannen die RNA-Moleküle, Proteine zu synthetisieren. Zuletzt bildete sich die DNA (Desoxyribonukleinsäure), die in modernen Zellen das eigentliche Speichermedium des genetischen Codes ist. Die RNA-Welt-Hypothese fand bald viele Anhänger und ist heute das vorherrschende Paradigma der Forschungen zum Ursprung des Lebens. Es gibt jedoch auch Kritiker der RNA-Welt und mehrere alternative Modelle zur Abiogenese.

Die Frage nach dem Wo ist nur scheinbar leicht zu beantworten. Da ein biologischer Stoffwechsel und die Replikation von Nukleinsäuren nur unter Beteiligung von flüssigem Wasser möglich sind, lautet ein verbreitetes Vorurteil, das Leben müsse im Meer, also in einem Urozean entstanden sein. In der Weite eines solchen Ozeans wären zufällig entstandene Biomoleküle, wie beispielsweise Aminosäu-

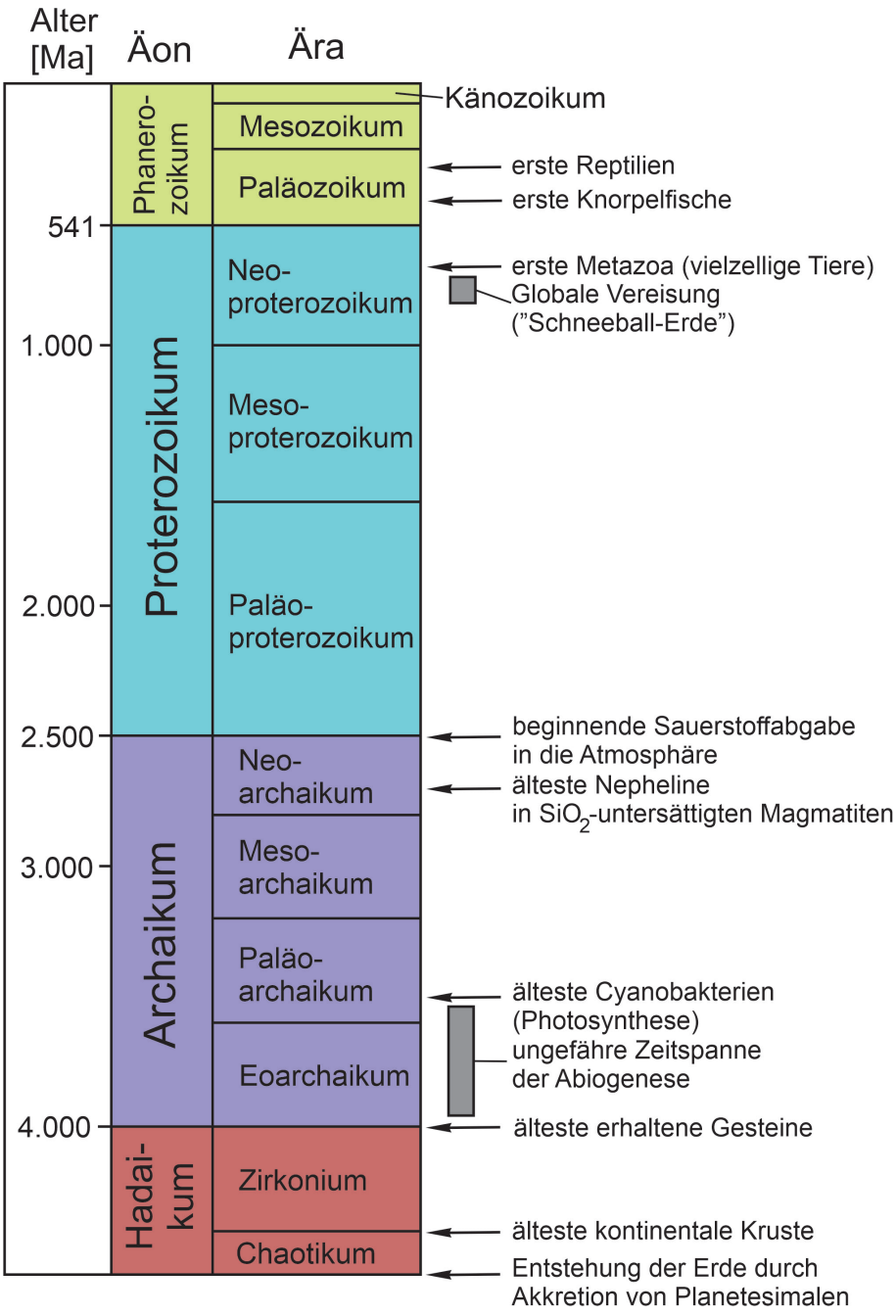


Abb. 1.
Gliederung der Erdgeschichte in Äonen (Äonotheme) und Ären (Äratheme) mit maßstäblicher Zeitskala und ausgewählten Zeitmarken.

ren, aber nur in sehr verdünnter Form vorgelegen, wodurch sich die Wahrscheinlichkeit ihrer Beteiligung an chemischen Reaktionen deutlich verringert hätte. Ein durch Strömungen und Wellengang gut durchmischter Ozean ist auch nicht in der Lage, kleinräumige chemische Gradienten, wie sie für alle Formen des Lebens charakteristisch sind, aufzubauen. Hinzu kommt, dass keine Energiequelle für die Polymerisierung von Aminosäuren oder Nukleotiden zur Verfügung steht. Egal wie lange man mit einem sterilen Kochlöffel in einer stark verdünnten Ursuppe umrührt, die spontane Synthese von Proteinen oder Nukleinsäure ist auf diese Weise nicht möglich.

Zur Erhöhung der lokalen Konzentration einfacher Biomoleküle unter präbiotischen Bedingungen wurden verschiedene Szenarien diskutiert und zum Teil auch experimentell untersucht. So wurde zum Beispiel vorgeschlagen, die Polymerisierung organischer Moleküle könne durch orientierte Adsorption an Mineraloberflächen ermöglicht worden sein (HAZEN, 2006, und darin zitierte Literatur). Mittels Raster-Tunnelmikroskopie konnte nachgewiesen werden, dass sich die Nukleinsäure-Basen Adenin und Guanin in geordneten zweidimensionalen Strukturen an den Basisflächen von Molybdänglanz (MoS_2) und Grafit anlagern (SOWERBY et al., 1998). Es konnte auch gezeigt werden, dass sich Aminosäuren durch Anlagerung an Tonminerale lokal anreichern und polymerisieren. Dabei entstehen kurze Peptidketten, das heißt Vorformen von Proteinen (LAHAV et al., 1978). Ein solcher Prozess könnte auch im frühen Archaikum stattgefunden haben, wenn eine wässrige Salzlösung mit Aminosäuren in kleinen Teichen oder Gezeitentümpeln unter Beteiligung von Tonmineralen verdunstet ist. Bei mehrfacher Wiederholung dieses Prozesses wäre eine kleinräumige Anreicherung von Peptiden zu erwarten. Im Labor gelang es sogar, RNA-Nukleotide in wässriger Lö-

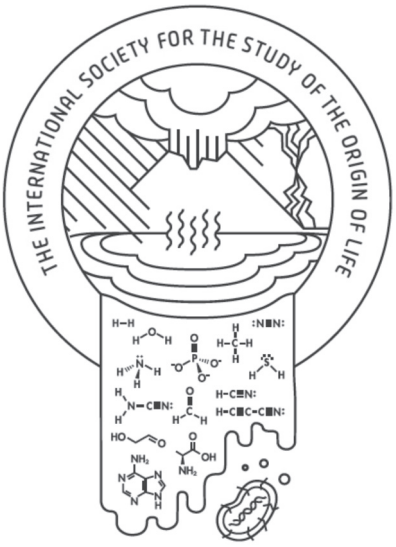


Abb. 2.
Emblem der ISSOL (International Society for the Study of the Origin of Life) mit schematischer Darstellung eines hypothetischen Szenarios der Abiogenese.

sung unter Beteiligung von Tonmineralen zu Oligomeren mit einer Länge von bis zu 50 Nukleotiden zusammenzufügen (FERRIS et al., 1996). Das präbiotische Szenario eines ‚kleinen warmen Teiches' gewinnt durch diese Experimente an Wahrscheinlichkeit (Abb. 2).

Als Alternative zum ‚kleinen warmen Teich' wurden hydrothermale Systeme, insbesondere untermeerische heiße Quellen (HOLM, 1992), sowie von hydrothermalen Lösungen durchströmte Porenräume in marinen Sedimenten (WESTALL et al., 2018) als Geburtsstätten des Lebens zur Diskussion gestellt. Bei diesen möglichen Orten der Lebensentstehung ist immer zu bedenken, dass es sich dabei um geologisch kurzlebige Objekte handelt. Gezeitentümpel und Teiche verlanden durch Sedimenteintrag im Zeitraum von wenigen Jahren bis Jahrhunderten. Größere, von hydrothermalen Wässern durchströmte Spalten und Schlote – beispielsweise in Vulkangebieten oder an mittelozeanischen Rücken – sind eventuell ein paar tausend Jahre aktiv, aber sicher nicht lange genug, um eine vollständige Evolution von einfachen organischen Molekülen bis zu Organismen mit voll funktionsfähigem genetischem Apparat zu ermöglichen. Stattdessen ist anzunehmen, dass die frühe chemische Evolution an verschiedenen Orten stattfand, wobei die bereits erreichten Syntheseprodukte hinreichend robust waren, um lokale Umweltkrisen zu überstehen und sich an anderer Stelle weiterzuentwickeln.

Was ist Leben? Thesen, Definitionen und Suchstrategien

Ganz offensichtlich befinden sich lebende Organismen nicht im thermodynamischen Gleichgewicht. Diese Aussage gilt sowohl für den Organismus als Ganzes und seine Beziehung zur Umwelt, als auch für seine lebenden Subsysteme, wie zum Beispiel Organe, Zellen und Organellen im Zytoplasma. Eine Ausnahme bilden allenfalls das Skelettmaterial und andere gewissermaßen tote Ausscheidungen. Der Organismus und seine lebenden Teile bilden ein offenes System, das sowohl chemische Stoffe als auch Energie mit seiner Umgebung austauscht. Mit anderen Worten: Leben ist durch Stoffwechsel (Metabolismus) gekennzeichnet.

MAST et al. (2013) sprechen daher von einem „lebendigen Nichtgleichgewicht". Demnach könne Leben nur fern vom Gleichgewicht existieren und müsse in der Lage sein, sich durch Stoffwechsel aktiv und dauerhaft vom Gleichgewicht entfernt zu halten. So werden beispielsweise Stoffe mit niedriger Entropie als Nahrung aufgenommen und Stoffwechselprodukte mit höherer Entropie ausgeschieden. Organische Verbindungen mit niedriger Entropie (z.B. Glucose) können auch durch Photosynthese gebildet werden. Wenn diese lokale Entropie-Erniedrigung für einen längeren Zeitraum unterbleibt, nähert sich das System dem Gleichgewicht, werden diverse chemische Gradienten abgebaut und der Organismus stirbt.

Außerdem sollte ein lebendes System in der Lage sein, Information zu speichern, zu vervielfältigen und auf nachfolgende Generationen zu übertragen. Es sollte also die Fähigkeit besitzen, komplette Baupläne zur Synthese organischer Makromoleküle und zur Entwicklung der wesentlichen Merkmale eines Organismus zu tradieren. Diese Selbstreproduktion (Fortpflanzung) wird bei den uns bekannten Lebensformen durch den genetischen Apparat ermöglicht (Abb. 3). Er umfasst das replikationsfähige Speichermedium DNA, das sich bei den Eukaryoten in den Chromosomen des Zellkerns befindet, sowie die Synthese von Messenger-RNA (mRNA) anhand der DNA-Vorlage und zuletzt die Übersetzung (engl. *translation*) der Ba-

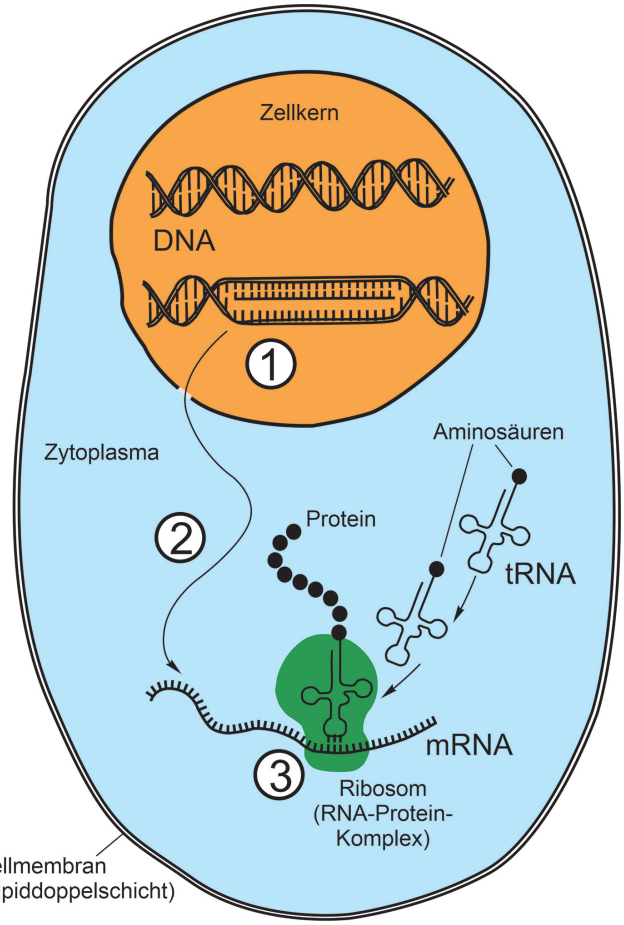


Abb. 3.
Schematische Darstellung des genetischen Apparats einer Eukaryotenzelle. 1 = komplementäre Transkription eines Abschnitts der DNA des Zellkerns in Messenger-RNA (mRNA); 2 = Transport der mRNA aus dem Zellkern zu den Ribosomen des Zytoplasmas; 3 = Proteinsynthese in den Ribosomen mittels Transfer-RNA (tRNA).

sensequenz der mRNA mittels Transfer-RNA (tRNA) in eine Abfolge von polymerisierten Aminosäuren. Dieser letzte Schritt der Proteinsynthese findet in den Ribosomen des Zytoplasmas statt. Jeweils drei aufeinanderfolgende Basen der RNA (so genannte Codons) kodieren eine Aminosäure. Da es vier verschiedene Basen der RNA gibt (Adenin, Guanin, Cytosin und Uracil), gibt es 64 (= 4^3) mögliche Basentripletts. Demgegenüber stehen nur 20 proteinogene Aminosäuren. Das System ist zwar eindeutig, aber redundant. Ein bestimmtes Triplett kodiert nur eine ganz bestimmte Aminosäure, aber jeweils mehrere Tripletts können die gleiche Aminosäure kodieren. Alle genannten Teilprozesse (Replikation der DNA, Transkription in mRNA und Übersetzung mittels tRNA) werden durch spezielle Enzyme katalysiert.

Es ist beinahe selbstverständlich, dass sich ein so komplexes System wie der genetische Apparat nur in mehreren Schritten entwickelt haben kann. Demnach müsste es in der Frühzeit der Lebensentstehung viel einfachere Möglichkeiten der Selbstreplikation von Biomolekülen gegeben haben. Auf jeden Fall ist die Eindeutigkeit und Universalität des genetischen Codes ein sehr starkes Argument für die monophyletische Entstehung aller heute bekannten Lebensformen. Sollte es jemals ein konkurrierendes System der Informationsvererbung gegeben haben, müsste es schon sehr früh ausgestorben sein.

Außer einem Stoffwechsel und der Fähigkeit zur Fortpflanzung sollten lebende Systeme auch eine gewisse Variabilität aufweisen, da bei absolut unveränderlicher Weitergabe von Information keine evolutive Anpassung an veränderte Umweltbedingungen möglich wäre.

Leben im weitesten Sinn des Wortes muss daher folgende unabdingbare Kriterien erfüllen (siehe RAUCHFUß, 2005):

1. Stoffwechsel (Metabolismus);
2. Selbstreproduktion, d.h. selbständige Fortpflanzung und Weitergabe von Information;
3. Mutation, d.h. eine gewisse Variabilität als Voraussetzung für Evolution.

Manche Systeme erfüllen nur eine dieser drei Bedingungen und können daher nicht als lebendig gelten. Das oft genannte Beispiel einer Kerzenflamme erfüllt zwar die Bedingung des Stoffwechsels, kann Information aber weder speichern noch weitergeben. Eine brennende Kerze verbrennt Paraffin oder Bienenwachs unter Aufnahme von Luftsauerstoff zu CO_2 und H_2O. Die Flamme bildet ein offenes System, das weder materiell noch energetisch abgeschlossen ist. Die über den Docht aufgenommenen Wachsmoleküle und deren Reaktionsprodukte verbringen nur Bruchteile einer Sekunde in der Flamme. Bei entsprechendem Angebot an leicht entzündlichen Stoffen kann sich eine Flamme sehr schnell ausbreiten und gewissermaßen vermehren. Diese Art der Vermehrung hat jedoch nichts mit biologischer Fortpflanzung zu tun, da keine Information weitergegeben wird.

Andererseits können Viren zwar Information speichern, sie haben aber keinen eigenen Stoffwechsel. Zur Vermehrung der in ihnen enthaltenen Nukleinsäuren (sowohl DNA als auch RNA) müssen Viren auf den Stoffwechsel einer Wirtszelle zurückgreifen. Man kann daher sagen, dass die viralen Nukleinsäuren zwar zur Replikation, aber nicht zur Selbstreplikation (engl. *self-replication*) befähigt sind. Viren können daher nicht als lebendig bezeichnet werden.

In einem launigen Kommentar zu verschiedenen Definitionen des Lebens hat der Quantenmechaniker Martin Quack darauf hingewiesen, dass anhand der üblichen wissenschaftlichen Definitionen von Leben nicht entschieden werden kann, ob das Individuum einer Spezies lebt oder tot ist (QUACK, 2014: 279). So müsse zum Beispiel eine sehr alte oder sterilisierte Katze definitionsgemäß als tot gelten, da sie nicht zur Fortpflanzung befähigt sei. Daher sei die allgemeine Definition lebender Systeme (Stoffwechsel, Fortpflanzung und Mutation) nicht auf individuelles Leben anwendbar. Abgesehen von solchen Spitzfindigkeiten ergeben sich gravierende Abgrenzungsprobleme, wenn die frühe Abiogenese oder die Möglichkeit von extraterrestrischem Leben in Betracht gezogen werden.

Auf der Grundlage obiger Überlegungen wurden verschiedene Definitionen von Leben vorgeschlagen. Hier eine kleine Auswahl:

> Die ursprüngliche Arbeitsdefinition des Exobiologie-Programms der NASA lautete: „*Leben ist ein sich selbst erhaltendes chemisches System, das zur Darwinschen Evolution fähig ist.*“ (deutsche Übersetzung von RAUCHFUß, 2005).
>
> Eine Definition von LUISI (1998) betont die Bedeutung des Stoffwechsels: „*Leben ist ein System, das sich durch Nutzung externer Energie bzw. Nahrung und durch innere Prozesse der Bildung von Komponenten selbst erhält.*“ (deutsche Übersetzung von RAUCHFUß, 2005).
>
> In einer weiteren Definition von LUISI (1998) wird die Bedeutung der Zellbildung (engl. *compartmentation* oder *encapsulation*) hervorgehoben: „*Leben ist ein System, das durch ein semipermeables Kompartiment eigener Produktion bestimmt ist und sich durch Umsetzung externer Energie bzw. Nahrungsstoffe über einen Prozess der Komponentenbildung selbst erhält.*“ (deutsche Übersetzung von RAUCHFUß, 2005). Das „semipermeable Kompartiment eigener Produktion“ ist nichts anderes als die Zellmembran, die bei Bakterien und Eukaryoten aus einer Lipid-Doppelschicht besteht (Abb. 4). Da Zellmembranen in den ganz frühen Stadien der Selbstreplikation von Biomolekülen möglicherweise nicht vorhanden waren, ist diese Definition problematisch.
>
> KOSHLAND (2002) fügte den bereits genannten Charakteristika des Lebens zwei weitere hinzu, nämlich „Improvisation“ und „Regeneration“. Ein lebendes System sollte in der Lage sein, sein Programm schnell an veränderte Umgebungsbedingungen anzupassen und allfällige Schäden im System auszubessern.

Der schon erwähnte Begriff der Abiogenese bezieht sich auf die chemische Evolution, die zur Entstehung von Lebewesen aus unbelebter Materie, insbesondere auf der Erde, geführt hat. Das Thema der Astrobiologie ist noch weiter gefasst. Diese interdisziplinäre Naturwissenschaft befasst sich nicht nur mit möglichen Prozessen der Abiogenese in der geologischen Vergangenheit unseres Planeten, sondern auch mit der Suche nach anderen bewohnbaren Planeten – in und außerhalb unseres Sonnensystems – sowie nach Spuren von außerirdischem Leben im Allgemeinen.

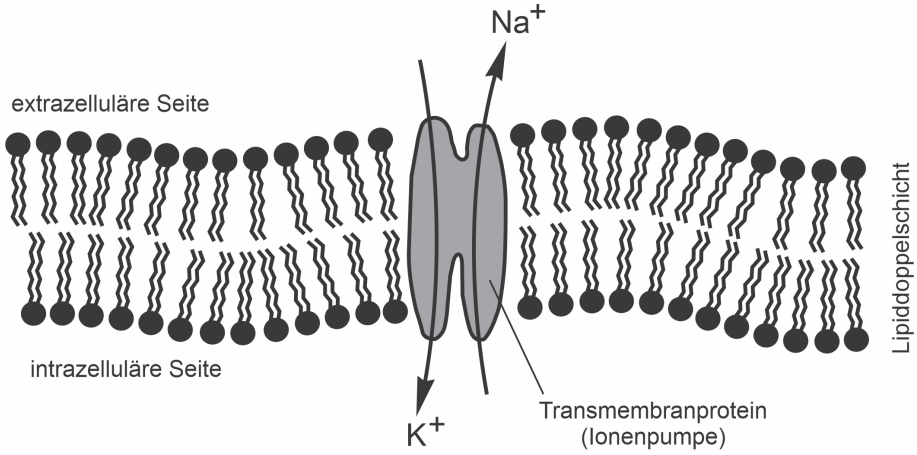


Abb. 4.
Schematische Darstellung einer Zellmembran. Die Lipid-Doppelschicht bildet sich im wässrigen Milieu spontan, wobei die polaren Lipide ihren hydrophilen Kopf dem Wasser zuwenden und die hydrophoben Kohlenwasserstoffketten nach innen, zur Mitte der Membran gerichtet sind. Die Synthese der Membranproteine wird durch den genetischen Apparat gesteuert.

Zu diesem Zweck genügt es nicht, Leben zu definieren, sondern es müssen auch Technologien zum Nachweis von Leben auf anderen Planeten (engl. *life detection technologies*) entwickelt werden. Dazu gehören einerseits Raumsonden, die mit geeigneten Analyseverfahren und speziellen Detektoren ausgestattet sind (engl. *life-detection payloads*), andererseits astronomische bzw. radioastronomische Methoden, mit denen aus großer Entfernung (z.B. aus dem Erdorbit) biochemische Signaturen von Leben auf anderen Himmelskörpern oder in deren Atmosphäre festgestellt werden können. Eindeutige Biosignaturen wären beispielsweise Nukleinsäuren sowie alle Polymere und molekularen Stoffwechselprodukte, die durch anorganische Prozesse nicht entstehen können.

In einem unlängst erschienenen Weißbuch haben Giri et al. (2018) mehrere Vorschläge für die Suche nach extraterrestrischem Leben unterbreitet. Die Empfehlungen der insgesamt 23 Personen umfassenden Autorenschaft stehen im Einklang mit der zwei Jahre zuvor veröffentlichten ‚*NASA Life Detection Ladder*' die als Ergebnis eines Workshops der US-amerikanischen Raumfahrtbehörde präsentiert wurde. Für den Nachweis biochemischer Signaturen durch Raumsonden werden folgende Analyseverfahren empfohlen: Raman-Spektroskopie und andere spektroskopische Verfahren, enantioselektive Gaschromatographie, hochauflösende Massenspektrometrie und mikroskopische Methoden.

Besondere Beachtung verdient dabei die Zweidimensionale Gaschromatographie in Kombination mit einem Flugzeit-Massenspektrometer (GCxGC-TOF/MS; *two-dimensional gas chromatography coupled to a time-of-flight mass spectrometer*). Mit Hilfe dieses Verfahrens können organische Molekülarten erkannt und bezüglich ihres Enantiomerenverhältnisses analysiert werden (Meinert et al., 2016; Myrgorodska et al., 2016a, b). Dabei lässt sich feststellen, ob eine asymmetrische Molekülart (z.B. eine bestimmte Aminosäure) zu jeweils gleichen Teilen aus ihrer rechtshändigen und linkshändigen Form besteht (in diesem Fall spricht man von einem racemischen Gemisch), oder ob eines der beiden Enantiomere angereichert ist. In den uns bekannten Organismen sind Aminosäuren und Zuckermoleküle stets homochiral, das heißt sie liegen nur in einer der beiden möglichen Formen vor. Biologisch gebildete Aminosäuren sind immer linkshändig, während Zucker immer rechtshändig sind.

Wesentliche Eigenschaften lebender Organismen

Bei der Suche nach dem Ursprung des Lebens, also der Abiogenese aus anorganisch gebildeten Ausgangsstoffen, sind wir mit drei Hauptproblemen konfrontiert. Es handelt sich dabei um

1. ein Materialproblem;
2. ein Energieproblem;
3. ein Informationsproblem.

Ad 1: Auf der Ebene der chemischen Elemente ist das Materialproblem am einfachsten. Leben in der uns bekannten Form basiert auf einer Kohlenstoffchemie, benötigt also die Elemente Kohlenstoff (C), Stickstoff (N), Sauerstoff (O) und Wasserstoff (H). Außerdem wird unbedingt auch Phosphor (P) benötigt, da es als Phosphat gemeinsam mit Zuckermolekülen (Desoxyribose oder Ribose) das ‚Rückgrat' der Nukleinsäuren (DNA bzw. RNA) bildet. Adenosintriphosphat (ATP) ist der wichtigste Energieträger für viele zelluläre Prozesse wie beispielsweise die Proteinsynthese, die osmotische Arbeit beim Stofftransport durch Zellmembranen oder die Muskelkontraktion. Für lebende Zellen sind das Element Phosphor und insbesondere Hochenergie-Phosphate unverzichtbar.

Das Materialproblem betrifft nicht nur die Verfügbarkeit bestimmter chemischer Elemente, sondern auch die präbiotische Synthese einfacher Molekülarten, wie zum Beispiel Aminosäuren und Zucker, sowie die zuvor erwähnte Homochiralität von Biomolekülen, sofern man annimmt, dass die Anreicherung linkshändiger Aminosäuren und rechtshändiger Zucker schon durch präbiotische Prozesse erfolgt ist. Ein präbiotischer Ursprung der Homochiralität ist die derzeit bevorzugte Hypothese (*mainstream*) unter den mit der chemischen Evolution befassten Forschern (siehe Meierhenrich, 2008, 2015). Dabei handelt es sich jedoch nicht um ein erwiesenes Faktum.

Auch die Zellbildung (engl. *compartmentation* oder *encapsulation*) kann dem Materialproblem zugeordnet werden. Die Zellmembranen von Bakterien und Eukaryoten bestehen aus einer Lipid-Doppelschicht, die vor allem aus polaren Phospholipiden besteht (Abb. 4). Diese Phospholipide haben einen hydrophilen (wasserlöslichen) Kopf und zwei hydrophobe (wasserabweisende) Schwänze aus Kohlenwasserstoffketten. Sie sind so angeordnet, dass die hydrophilen Pole nach außen und die hydrophoben Pole

nach innen zur Mitte der Membran gerichtet sind. Die Synthese der Phospholipide findet im Endoplasmatischen Retikulum und im Golgi-Apparat des Protoplasmas statt. Ihre polare Anordnung in der Zellmembran erfolgt spontan und ist keine unmittelbare Folge der Genexpression. Die Lipidmoleküle ordnen sich so an, dass sie den wässrigen Lösungen außerhalb und im Inneren der Zelle die hydrophile Seite zuwenden. Außer Lipiden enthält die Zellmembran auch Membranproteine, die beispielsweise als Ionenpumpen dazu beitragen, einen bestimmten osmotischen Druck aufrecht zu erhalten. Dadurch werden die Ionenkonzentrationen im Inneren der Zelle stabilisiert. Der Stoffwechsel wird weniger anfällig gegenüber zufälligen Konzentrationsschwankungen seiner extrazellulären aquatischen Umwelt.

Da sich einfache Lipid-Doppelschichten (ohne Membranproteine) auch ohne die Anwesenheit von Nukleinsäuren und Proteinen bilden können, wäre es prinzipiell möglich, dass einfache zelluläre Strukturen schon vor den ersten Nukleotiden und Polypeptiden existiert haben. Die frühen Hypothesen zur Abiogenese haben dem Vorgang der Zellbildung eine herausragende Bedeutung beigemessen (OPARIN, 1924, 1936). Nach dem von LUISI & VARELA (1990) vorgeschlagenen Szenario einer Lipid-Welt sollen sich präbiotische Lipide auf der frühen Erde häufig gebildet haben. Im Wasser sollen sie sich spontan zu zellartigen Bläschen zusammengefügt haben, wobei es auch zur Einkapselung von einfachem genetischem Material gekommen sein könnte (siehe auch HAZEN, 2006, und darin zitierte weitere Literatur).

Ad 2: Das Energieproblem betrifft den Stoffwechsel (Metabolismus) und die Fähigkeit, Energiequellen für endotherme Reaktionen nutzbar zu machen. Im Gegensatz zu fast allen Gesteinen der Erdkruste und des Erdmantels ist die Trockensubstanz von Lebewesen sauerstoffuntersättigt. So kann beispielsweise die chemische Zusammensetzung eines Granits, eines Basalts oder Ultramafits in Gewichtsprozenten der Oxide angegeben werden. In der Regel genügt es, die Gehalte der metallischen Hauptelemente zu bestimmen und den Sauerstoffgehalt anhand der stöchiometrischen Proportionen zu berechnen, um auf diese Weise eine Analysensumme von fast 100 % zu erhalten. Die wenigen sauerstoffuntersättigten Akzessorien (z.B. Sulfide) fallen nicht ins Gewicht. Der Sauerstoffgehalt von Gesteinen wird daher so gut wie nie gesondert analysiert.

Ganz anders verhält es sich bei organischen Stoffen. Lipide, Kohlenhydrate, Aminosäuren, Peptide, Proteine und Nukleinsäuren sind alle mehr oder weniger stark sauerstoffuntersättigt. Daher können diese Stoffe unter Abgabe von Energie verbrannt werden. Der physiologische Brennwert ist die spezifische Energie (Joule/kg oder kJ/g), die beim Verstoffwechseln von Nährstoffen verfügbar gemacht wird. Bei Lipiden (stark sauerstoffuntersättigt) beträgt er 39 kJ/g, bei den weniger stark sauerstoffuntersättigten Kohlenhydraten und Proteinen beträgt er nur 17 kJ/g. Man könnte daher meinen, der Stoffwechsel von Organismen sei im Prinzip nichts anderes als eine gewöhnliche Verbrennung, bei der die Nährstoffe im Wesentlichen zu CO_2 und H_2O oxidiert werden. Diese These ist jedoch bestenfalls eine Halbwahrheit.

Ebenso könnte man behaupten, dass der Betrieb eines Automobils nichts anderes als eine Verbrennung sei, da verschiedene Kohlenwasserstoffe im Motor mittels Luftsauerstoff verbrannt und die Oxidationsprodukte CO_2 und H_2O durch den Auspuff ausgeschieden werden. Ein unbegabter Automobilkonstrukteur, der auf die abwegige Idee käme, den Dieselmotor eines Autos durch einen Ölofen zu ersetzen, würde nicht nur seine Arbeitsstelle verlieren, sondern im Falle der Realisierung seines Projekts auch sehr schnell feststellen, dass es im Inneren seines ‚Fahrzeugs' im Winter zwar angenehm warm wird, das ‚Auto' aber nicht mehr fährt. Wie bei jeder Wärmekraftmaschine geht es beim Betrieb eines Autos nicht in erster Linie darum, die bei der Verbrennung freiwerdende Energie sofort und vollständig in Wärme umzusetzen. Stattdessen soll ein möglichst großer Anteil der Verbrennungsenergie als mechanische Arbeit zur Verfügung gestellt werden. Der mechanische Wirkungsgrad eines Motors ist definiert als das Verhältnis der verrichteten mechanischen Arbeit zur im gleichen Zeitraum umgesetzten Gesamtenergie. Bei einer Dampfmaschine liegt er bei höchstens 10 %, beim Ottomotor bei bis zu 35 % und beim Dieselmotor bei bis zu 45 %. Moderne Gasturbinen erreichen sogar mechanische Wirkungsgrade von knapp über 60 %.

Auch der Stoffwechsel lebender Organismen verwandelt die Energie der Nährstoffe nicht vollständig in Wärme, sondern stellt einen relativ hohen Anteil als chemische Energie zur Verfügung. Die Zellatmung der Eukaryoten führt über mehrere Schritte zur vollständigen Oxidation von Glucose. Dabei liefert ein Mol Glucose ($C_6H_{12}O_6$) nach der untenstehenden Summenreaktion insgesamt 2.822 kJ (Gibbs freie Enthalpie), wovon etwa 40 % in Form von ATP (Adenosintriphosphat) als chemische Energie zur Verfügung gestellt werden. Die restlichen etwa 60 % der Stoffwechselenergie werden als metabolische Wärme frei. Der thermodynamische Wirkungsgrad der Zellatmung ist also ungefähr gleich groß wie der eines Dieselmotors (jeweils ca. 40 %).

$C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2 \rightarrow 6\ CO_2 + 6\ H_2O + 2.822$ kJ (davon ca. 1.100 kJ als chemische Energie)

Die Zellatmung gliedert sich in drei Teilprozesse (Abb. 5). Sie beginnt mit der Glykolyse im Zytoplasma der Zelle. Dabei wird ein Mol Glucose in zwei Mol Pyruvat ($C_3H_3O_3$) umgewandelt. Außerdem werden dabei zwei Mol ATP gebildet. Das Pyruvat wird anschließend in den Citratzyklus (Zitronensäurezyklus) der Mitochondrien eingeschleust. Dieser liefert über das Zwischenprodukt Citrat (Anion der Zitronensäure) CO_2, NADH, $FADH_2$ und Coenzym A. Durch Phosphorylierung werden weitere zwei Mol ATP gebildet. Die bei der Oxidation von Glucose bzw. Citrat abgespaltenen Elektronen werden auf NAD^+ und FAD übertragen und mittels NADH bzw. $FADH_2$ zur Mitochondrienwand transportiert, wo im dritten Schritt der Zellatmung (Endoxidation oder Atmungskette) die Wasserstoffatome von NADH und $FADH_2$ mittels O_2 zu H_2O oxidiert werden. Dabei werden weitere 28 Mol ATP gebildet. Durch das Verstoffwechseln eines Mols Glucose werden insgesamt 32 Mol ATP gebildet. Diese stehen als Energieträger für die Synthese organischer Moleküle, für osmotische Arbeit beim aktiven Stofftransport durch Zellmembranen und für die Muskelkontraktion zur Verfügung. Selbstverständlich wird bei diesen Prozessen ein Teil der umgesetzten Energie dissipativ in Wärme umgewandelt. Wesentlich ist jedoch, dass die Energieausbeute der Zellatmung nicht sofort und nicht vollständig als Wärme freigesetzt, sondern teilweise als chemische Energie in Form von ATP zur Verfügung gestellt wird.

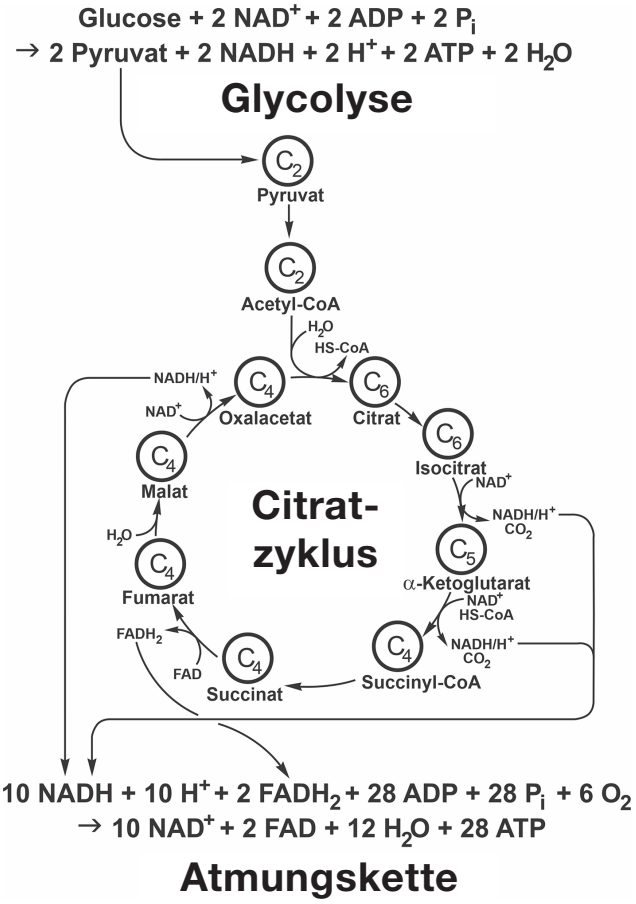


Abb. 5.
Die Zellatmung am Beispiel der Verstoffwechselung von Glucose. Die drei Teilprozesse der Zellatmung (Glycolyse, Citratzyclus und Atmungskette) liefern insgesamt 32 Mol ATP je Mol Glucose. Außer Pyruvat können auch die Abbauprodukte von Fettsäuren und Proteinen in den Citratzyklus eingeschleust werden.
ATP = Adenosintriphosphat; ADP = Adenosindiphosphat; P_i = Phosphorylgruppe PO_3^{2-}; NAD^+ und NADH = oxidierte bzw. reduzierte Form von Nicotinamid-Adenin-Dinukleotid; FAD und $FADH_2$ = oxidierte bzw. reduzierte Form von Flavin-Adenin-Dinukleotid.

Wegen der enormen Bedeutung des Elements Phosphor (P) und insbesondere von Phosphaten für den Aufbau von Nukleinsäuren und als Energieträger (ATP) im Stoffwechsel wurde dem Phosphat-Problem große Aufmerksamkeit gewidmet. Insbesondere die RNA-Welt (GILBERT, 1986) kann ohne Phosphat nicht funktionieren. Die Suche nach Reaktionen zur Synthese von Hochenergie-Phosphaten unter plausiblen präbiotischen Bedingungen der Urerde verlief bisher enttäuschend (siehe RAUCHFUß, 2005, und darin zitierte Literatur). Das mit Abstand häufigste Phosphat der Erdkruste ist das Mineral Apatit ($Ca_5(F,OH)(PO_4)_3$). Es ist kaum wasserlöslich und äußerst verwitterungsresistent. Daher wurden andere Phosphatquellen in Betracht gezogen. YAMAGATA et al. (1991) konnten zeigen, dass Basalte bei hohen Temperaturen (> 1.265 °C) P_2O_5 freisetzen und dass daraus durch partielle Hydrolyse wasserlösliche Polyphosphate gebildet werden können. In einer Fumarole auf der japanischen Insel Hokkaido wurden solche Phosphate in sehr geringer Konzentration nachgewiesen. Trotz dieser bescheidenen Erfolge bleibt die Herkunft wasserlöslicher Phosphate unter den Bedingungen der Urerde noch rätselhaft. Es gibt aber auch Abiogenese-Modelle, welche für die frühesten Stadien der chemischen Evolution kein Phosphat benötigen.

Im deutlichen Gegensatz zur Hypothese der RNA-Welt (GILBERT, 1986) und verschiedenen Ursuppen-Theorien steht die von WÄCHTERSHÄUSER (1988, 1990a) vorgeschlagene These vom chemoautotrophen Lebensursprung durch Oberflächen-Metabolismus auf den Kristallflächen von Pyrit. Demnach sollen die für den Aufbau organischer Moleküle benötigten Reduktionsäquivalente aus der oxidativen Bildung von Pyrit aus zweiwertigem Eisen (Fe^{2+}) und Schwefelwasserstoff (H_2S) stammen. An der positiv geladenen Oberfläche des neugebildeten Pyrits soll CO_2 fixiert und zu anionischen Molekülen reduziert werden. Sie bilden ein zweidimensionales Reaktionssystem, den so genannten Oberflächen-Metabolismus. Aus diesem frühen Stoffwechsel sollen sich erst später replikationsfähige Moleküle wie beispielsweise RNA gebildet haben (*metabolism first*). Dieser theoretische Ansatz benötigt keine präbiotische Ursuppe mit bereits existierenden organischen Molekülen, um einen frühen Stoffwechsel in Gang zu bringen. Weder Enzyme noch ein genetischer Apparat wären für diesen Oberflächen-Metabolismus erforderlich gewesen, sondern erst durch diesen entstanden. Das von WÄCHTERSHÄUSER (1988, 1990a) formulierte Konzept des Oberflächen-Metabolismus kann daher als Antithese zur RNA-Welt von GILBERT (1986) aufgefasst werden.

Die These des chemoautotrophen Oberflächen-Metabolismus wurde in mehreren Experimenten getestet. So gelang zum Beispiel der Aufbau von Peptidbindungen (HUBER & WÄCHTERSHÄUSER, 1998) und die Synthese von Pyruvat, das in der Zellatmung heutiger Organismen eine zentrale Rolle spielt (CODY et al., 2000; WÄCHTERSHÄUSER, 2000).

Metaphorisch gesprochen, gleicht das Energieproblem der Abiogenese dem Versuch, aus Steinen Brot zu machen. Das Ansinnen des Satans, der Messias möge doch Steine in Brot verwandeln, um auf diese Weise seine Allmacht unter Beweis zu stellen, wurde bekanntlich zurückgewiesen (siehe die Evangelien nach MATTHÄUS, Kap. 4, Verse 3–4, und LUKAS, Kap. 4, Verse 3–4). Es bleibt abzuwarten, ob die moderne Abiogenese-Forschung in dieser Hinsicht erfolgreicher sein wird.

Ad 3: Das Informationsproblem betrifft die Fähigkeit der Selbstreproduktion ganzer Organismen. Auf molekularer Ebene handelt es sich dabei um die Frage, welche chemischen Prozesse zur komplementären Replikation von organischen Polymeren geführt haben. Die Hypothese der RNA-Welt (GILBERT, 1986) beruht auf der Annahme, dass die erste genetische Informationsübertragung durch RNA-Replikation in einer Nukleotid-Suppe stattfand. Abgesehen vom Problem der anorganischen Polymerisierung (ohne Enzyme) geht es im Kontext dieser Hypothese auch um die Möglichkeit der Synthese von Nukleotiden (Monomere aus einem Basen-, Zucker- und Phosphatanteil) unter geochemisch plausiblen Bedingungen der Urerde. Die dabei auftretenden Probleme waren einer der Hauptkritikpunkte an der RNA-Welt (SHAPIRO, 2000).

Einen radikal anderen Vorschlag zur Entstehung replikationsfähiger Information machte der schottische Chemiker CAIRNS-SMITH (1966, 1985). Seiner Ansicht nach müsse das erste zur Fortpflanzung befähigte Material viel einfacher gewesen sein als die späteren Nukleinsäuren. Es sollte aus Stoffen (z.B. Mineralen) bestanden haben, die auf der Urerde häufig vorkamen. In weiterer Folge sollte dieser erste fortpflanzungsfähige Informationsträger durch einen

anderen, komplexeren Stoff abgelöst worden sein, wobei die gespeicherte Information von der ersten auf die zweite Stoffart übertragen wurde. Diese Informationsübertragung von einem materiellen System zum anderen bezeichnete CAIRNS-SMITH (1985) als „genetische Wachablöse“ (engl. *genetic takeover*). So könnte über mehrere solcher Wachablösen die ursprünglich im Kristallgitter von Mineralen gespeicherte Information auf Nukleinsäuren (z.B. RNA) übertragen worden sein.

Wie aber können mineralische Kristalle Information speichern? Der Informationsgehalt eines idealen Kristalls ist gering. Durch einfache Translation seiner Elementarzelle erhält man die atomaren Punktlagen des gesamten Kristalls. Wenn das Kristallgitter jedoch Baufehler wie beispielsweise Leerstellen, eingelagerte Fremdionen oder Versetzungen aufweist, wird der Informationsgehalt des Kristalls größer. Im Falle eines Schichtsilikats kann jede einzelne Schicht ein bestimmtes Muster von Baufehlern aufweisen. Durch Spaltung und weiteres Wachstum könnte dieses Muster an eine nächste Generation von Schichtsilikaten weitergegeben werden. Daher schlug CAIRNS-SMITH (1985) Tonminerale als erstes replikationsfähiges ‚Genmaterial‘ vor. Die gestapelten Silikatschichten der Tone sind über Wasserstoffbrücken miteinander verbunden und daher leicht voneinander zu lösen. Im wässrigen Milieu ist der Schichtabstand von Montmorillonit vom Elektrolytgehalt des Wassers abhängig. Bei sinkendem Elektrolytgehalt wird die Bindung schwächer und der Kristall zerfällt in Einzelschichten. Diese können wiederum als Wachstumskeime für die Anlagerung neuer Schichten dienen. Bei periodischem Wechsel der Ionenkonzentration im Wasser, zum Beispiel infolge von Dürre und Regenzeiten, kann die Information dieser Matrizen durch oftmalige Spaltung der Silikatschichten und anschließendes Kristallwachstum vervielfältigt werden. Da ein experimenteller Nachweis dieser Art von Informationsübertragung über viele Generationen von Tonmineralen bislang nicht erbracht werden konnte (siehe WEISS, 1981), gilt CAIRNS-SMITH‘ Hypothese vom *genetic takeover* im Fachkreis der Abiogenese-Forschung als die Meinung eines Außenseiters.

Das Homochiralitätsproblem

Das Wort ‚Homochiralität‘ setzt sich aus den beiden altgriechischen Wörtern *ὁμός* (homós = gleich) und *χέρι* (chéri = Hand) zusammen. Es bedeutet wörtlich so viel wie Gleichhändigkeit. Ansammlungen von mindersymmetrischen Objekten gleicher Händigkeit werden als homochiral bezeichnet. Das kann zum Beispiel eine Gruppe rechtsdrehender Metallschrauben oder entsprechender Muttern sein. Auch eine Gruppe britischer Automobile mit Rechtssteuerung könnte man als homochiral bezeichnen. In der organischen Chemie bezieht sich die Chiralität auf die Händigkeit von Molekülen ohne Symmetrieebene und ohne Inversionszentrum, das heißt solche, die als rechte oder linke Enantiomere auftreten können. Das sind beispielsweise die meisten Aminosäuren (außer Glycin), Zucker und Terpene. Besteht eine bestimmte chemische Substanz nur aus Molekülen gleicher Händigkeit (z.B. nur aus L-Alanin), wird sie als homochiral bezeichnet. Besteht sie jedoch aus gleichen Anteilen linker und rechter Moleküle (z.B. zu 50 % aus L-Alanin und zu 50 % aus D-Alanin) spricht man von einem racemischen Gemisch oder Racemat (von lat. *Racemus* = Traube). Der Begriff geht auf die Traubensäure (lat. *acidum racemicum*) zurück, jener Substanz, an deren Salz dem französischen Chemiker Louis Pasteur (1822–1895) im Jahr 1848 erstmals die Trennung eines Racemats in seine beiden Enantiomere gelang (PASTEUR, 1848). Man bezeichnet diesen Vorgang als Racematspaltung.

Bevor wir uns der Händigkeit von organischen Molekülen zuwenden, möchte ich den Begriff der Symmetrie erläutern. Geometrische Symmetrieoperationen sind Umwandlungen, mit denen ein Objekt auf sich selbst abgebildet werden kann, wobei es danach unverändert erscheint. Diese Operationen können auf individuelle Objekte im Raum, auf Abläufe in der Zeit und auf statistische Proportionen größerer Mengen von Einzelobjekten angewendet werden. Wenn die Anwendung einer solchen Operation zu einem vom Ausgangszustand unterscheidbaren Zustand führt, spricht man von einer Asymmetrie des Objekts in Bezug auf diese Operation. In der physikalischen oder kosmischen Wirklichkeit können wir drei Arten von Asymmetrien (bzw. Symmetrien) unterscheiden:

1. zeitliche Asymmetrien;
2. räumliche Asymmetrien;
3. proportionale Asymmetrien (statistische Paritätsverletzungen).

Ad 1: Zeitliche Asymmetrien beziehen sich auf irreversible Prozesse, die in Richtung und Gegenrichtung nicht in gleicher Weise ablaufen können. Das sind insbesondere quantenmechanische Prozesse (Zerfallsprozesse) und thermodynamische Prozesse, bei denen Entropie entsteht (Zweiter Hauptsatz der Thermodynamik).

So kann zum Beispiel die Bewegung eines annähernd reibungslos aufgehängten Pendels mit einer Videokamera dokumentiert werden. Wenn dieses Video anschließend in der Gegenrichtung abgespielt wird, kann das ein Beobachter nicht erkennen, da der Vorgang in Richtung und Gegenrichtung der Zeit gleich ist. Analog gilt das auch für kollisionsfreie Prozesse der Himmelsmechanik. Die Bewegungen der Planeten um die Sonne, die der Monde um die Planeten und die Eigenrotation der Himmelskörper könnten auch in der Gegenrichtung ablaufen.

Ganz anders verhält es sich, wenn eine Kaffeetasse zu Boden fällt und zersplittert, oder wenn man etwas Milch in den Kaffee gibt und anschließend umrührt. Videoaufnahmen dieser Vorgänge, die in der Gegenrichtung abgespielt werden, sind sofort als Unmöglichkeit zu erkennen. Weder können sich die Scherben der Kaffeetasse spontan zusammenfügen, noch können sich Kaffee und Milch spontan entmischen.

Ad 2: Räumliche Symmetrien bzw. Asymmetrien beziehen sich auf die äußere Form und innere Struktur materieller Objekte. Durch die Kombination der morphologischen Symmetrieoperationen (Inversionszentrum, Spiegelebene, Drehachsen und Drehspiegelachsen) ergeben sich 32 geometrische Kristallklassen. Durch die Hinzunahme von Translation, Schraubung und Gleitspiegelung ergeben sich insgesamt 230 mögliche Symmetrien von Kristallgittern, die als kristallographische Raumgruppen bezeichnet werden. Elf der 32 Kristallklassen haben weder ein Inversionszentrum noch Spiegelebenen. In diesen elf Kristallklassen können enantiomorphe Kristalle (von altgriechisch

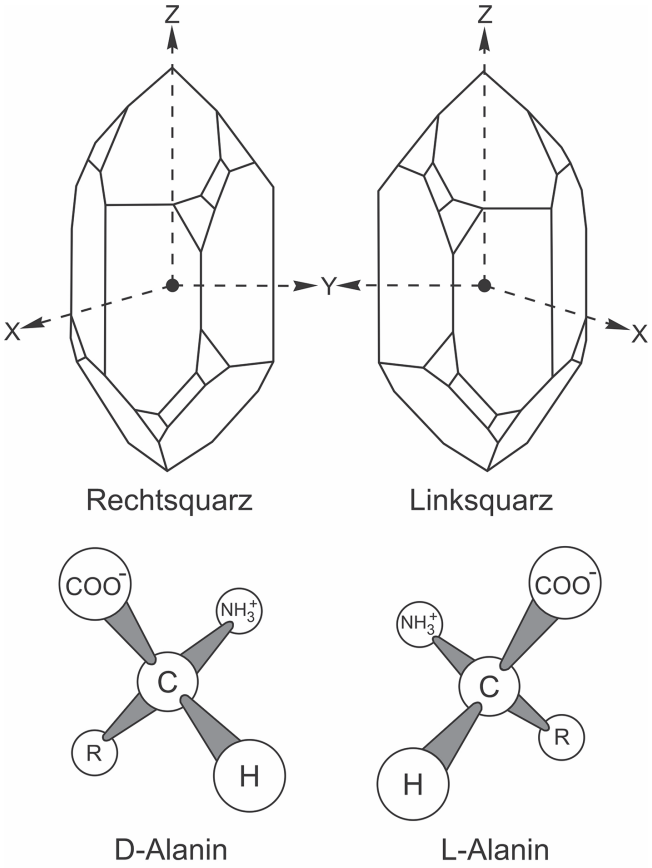


Abb. 6.
Chiralität am Beispiel von Rechts- und Linksquarz (oben) sowie der beiden Enantiomere der Aminosäure Alanin. Durch Rotation können die beiden spiegelbildlichen Kristalle bzw. Moleküle nicht in eine kongruente Stellung gebracht werden. In der Kristallographie wird der Begriff Enantiomorphie als Synonym für Chiralität gebraucht.

εναντίον = Gegenteil und *μορφή* = Gestalt), die sich wie die rechte und linke Hand zueinander verhalten, auftreten. Enantiomorphe Kristalle gegenteiliger Händigkeit können durch Rotation nicht in eine kongruente Stellung (d.h. mit gleicher Orientierung aller Flächen und Kanten) gebracht werden (Abb. 6). Das bekannteste und häufigste enantiomorphe Mineral ist Quarz. Rechtsquarz kristallisiert in der Raumgruppe $P3_121$ und Linksquarz in der Raumgruppe $P3_221$.

Die Symmetrieoperationen der morphologischen Kristallographie werden auch zur Beschreibung der Symmetrie von Molekülen herangezogen. Molekülarten, die weder ein Inversionszentrum noch Spiegelebenen aufweisen, können Enantiomere bilden, das heißt Moleküle, die zwar die gleiche Strukturformel haben, sich aber spiegelbildlich zueinander verhalten (Abb. 6). Enantiomere haben gleiche physikalische Eigenschaften wie zum Beispiel Schmelz- und Siedepunkte, Dichte, Löslichkeit, elektrische Leitfähigkeit usw., interagieren aber auf unterschiedliche Weise mit Enantiomeren anderer Molekülarten und mit lebenden Organismen. Als Beispiel sei hier Limonen aus der Gruppe der Terpene genannt. Es bildet Enantiomere und kommt als Naturstoff in Orangenöl und Zitronenöl vor. Rechts-Limonen riecht nach Orange, während Links-Limonen nach Zitrone riecht. Die Tatsache, dass diese Moleküle mit spiegelbildlicher Struktur unterschiedliche Gerüche hervorrufen, ist auf die Asymmetrie der olfaktorischen Rezeptoren in der Nase zurückzuführen. Diese bestehen nämlich aus L-Aminosäuren (Meierhenrich, 2009). Enantiomere mit unpassender Händigkeit (z.B. L-Glucose oder D-Aminosäuren) können auch nicht verstoffwechselt werden, da die Struktur der gleichfalls asymmetrischen Enzyme auf das jeweils passende Enantiomer abgestimmt ist.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass die Begriffe ‚links' und ‚rechts' weder geometrisch definiert, noch verbal abstrahiert werden können – nur ihr Gegensatz lässt sich geometrisch definieren (siehe Quack, 2014). Die Händigkeit eines Koordinatensystems oder beliebiger chiraler Objekte kann zwar anhand konkreter Beispiele gezeigt, jedoch nicht erklärt werden, ohne dabei Worte mit bereits festgelegter chiraler Bedeutung zu verwenden und ohne sich auf ein Koordinatensystem mit festgelegter Händigkeit zu beziehen. Es gilt die alte Volksweisheit: „Links ist, wo der Daumen rechts ist, und rechts ist, wo der Daumen links ist". Es wäre daher unmöglich, einer extraterrestrischen Zivilisation zu erklären, was genau L-Aminosäuren oder eine linke Hand sind, ohne dabei eine chemische Probe oder ein materielles Modell zu übermitteln (Quack, 2014).

Ad 3: Proportionale Symmetrien bzw. Asymmetrien beziehen sich auf das Mengenverhältnis von komplementären Objekten oder von komplementären Stoffen (z.B. positive oder negative elektrische Ladung bei sonst gleichen Eigenschaften). Eine grundlegende proportionale Asymmetrie des gesamten Kosmos besteht etwa darin, dass er aus wesentlich mehr Materie als Antimaterie besteht (Quack, 2014). Ein weiteres Beispiel ist die bereits erwähnte Homochiralität von Biomolekülen. Lebende Organismen enthalten fast nur L-Aminosäuren (linkshändig) und D-Zucker (rechtshändig). Daher wird der Traubenzucker (Glucose) auch als Dextrose bezeichnet (von lat. *Dextra* = rechts).

Eine proportionale Asymmetrie läge auch vor, wenn beispielsweise in einem Sandhaufen Links- oder Rechtsquarz signifikant angereichert wären. Alle bisherigen Untersuchungen zur relativen Häufigkeit von Links- und Rechtsquarz haben jedoch gezeigt, dass diese beiden enantiomorphen Quarzformen sowohl weltweit als auch in hinreichend großen Gesteinsvolumina gleich häufig sind (Lemmlein, 1973; Palache et al., 1962; Frondel, 1978; Klabunovskii & Thiemann, 2000; Klabunovskii, 2001). Durch die Bildung sekundärer Kristallkeime (engl. *seeding effects*) sind jedoch lokale Anreicherungen von entweder Rechts- oder Linksquarz möglich und wurden auch schon beobachtet (Frondel, 1978).

Große, nach dem Dauphinéer Gesetz (auch Schweizer Gesetz genannt) verzwillingte Bergkristalle (Zwillingsachse [0001]) bestehen aus um 180° verdrehten, aber nicht gespiegelten Zwillingspartnern gleicher Händigkeit (L+L oder D+D). Jeder dieser verzwillingten Bergkristalle ist intern homochiral. Nach dem Brasilianer Gesetz verzwillingte Quarze (Ebenenzwilling nach dem Prisma II; oftmals in Amethyst) bestehen jedoch zu annähernd gleichen Teilen aus Links- und Rechtsquarz (L+D) und weisen oft polysynthetische Zwillingslamellen auf. In diesem Fall tritt auch kleinräumig keine Homochiralität auf.

In Schriftgraniten können relativ große Bereiche (> 5 cm Durchmesser) mit homochiralem Quarz auftreten (Heritsch, 1953). Es handelt sich dabei um innige, zum Teil kristallographisch orientierte Verwachsungen von Quarz und Alkalifeldspat in leukokraten plutonischen Gesteinen

(Fenn, 1986; Xu et al., 2015). Sie treten oft am Rande von Pegmatiten auf. Die charakteristische schriftgranitische Textur bildet sich an der Oberfläche wachsender Feldspatkristalle, wenn diese schneller wachsen als sich das überschüssige SiO_2 durch Diffusion in der Restschmelze verteilen kann. Mit anderen Worten: Die Wachstumsrate des Feldspats muss größer sein als die Diffusionsgeschwindigkeit von SiO_2. Für die dadurch entstehende lokale SiO_2-Übersättigung an der Oberfläche des schnell wachsenden Feldspats sind eutektische oder kotektische Bedingungen des Gesamtsystems nicht erforderlich (Fenn, 1986). Die zusammenhängenden Lamellen und Stängel aus Quarz mit gleicher kristallographischer Orientierung können infolge verwitterungsbedingter Kaolinisierung des Feldspats und daran anschließender Auswaschung der Tonminerale zu einem Granulat aus homochiralem Quarz zerfallen. Die Entstehung von Bodenbereichen mit chiral angereichertem Quarz liegt im Bereich des Möglichen.

Bei der **biomolekularen Homochiralität** von Aminosäuren und Zuckern handelt es sich einerseits um eine räumliche Asymmetrie der einzelnen Moleküle, die weder ein Inversionszentrum noch Spiegelebenen aufweisen, und andererseits um eine proportionale Asymmetrie der Stoffmengen, da nur jeweils eines der beiden Enantiomere auftritt. Der Ursprung dieser biomolekularen Homochiralität ist eines der ganz großen Rätsel der Abiogenese-Forschung (siehe Meierhenrich, 2008; Takahashi & Kobayashi, 2019).

Viele Hypothesen zum Ursprung der biomolekularen Homochiralität wurden bereits vorgeschlagen und manche davon auch getestet. Sie beinhalten sowohl stochastische (d.h. zufallsbedingte) als auch physikalisch determinierte Prozesse mit entweder interner oder externer Ursache in Bezug auf die zu bildende oder anzureichernde chirale Substanz. Außerdem wurden sowohl extraterrestrische (interstellare) als auch terrestrische Prozesse in Erwägung gezogen. Dadurch ergibt sich eine Vielzahl von Kombinationsmöglichkeiten, welche die ohnehin schon vielfältigen Szenarien der Abiogenese um einen weiteren Aspekt bereichern und verkomplizieren.

Ein **stochastischer Ursprung der Homochiralität** kann am Beispiel des Rechts- oder Linksverkehrs auf öffentlichen Straßen verdeutlicht werden. Personen, die in entgegengesetzter Richtung gehen und sich auf einem Weg begegnen, müssen spontan entscheiden, ob sie rechts oder links aneinander vorbeigehen wollen. Das Gehirn interpretiert die Bewegungen des Gegenübers in Bruchteilen einer Sekunde und leitet daraus die geeignete Ausweichbewegung ab. In den weitaus meisten Fällen geschieht das kollisionsfrei. Es ist wichtig, zu verstehen, dass dieser Ausweichprozess keine Symmetrieebene aufweist. Er kann entweder linkshändig oder rechtshändig ablaufen. Auf Gehwegen und in den Gängen öffentlicher Gebäude ist diese Händigkeit nicht genormt. Die Entscheidung geschieht spontan und ist dem Zufall überlassen. Bei einer hinreichend großen Zahl von Vorbeigängen würde man wahrscheinlich feststellen, dass linke und rechte Vorbeigänge ungefähr gleich häufig sind. Ganz wenige Bilddokumente – zum Beispiel auf antiken römischen Münzen – lassen zwar auf lokalen Linksverkehr schließen, jedoch war die Händigkeit des öffentlichen Verkehrs bis in die frühe Neuzeit entweder gar nicht oder nicht einheitlich geregelt. Fußgänger, Reiter oder die Führer von Ochsenkarren entschieden spontan, ob sie den Entgegenkommenden nach links oder rechts ausweichen wollten. Mit der Zunahme des Wagenverkehrs in Europa entwickelte sich in manchen Gegenden – abhängig von der Bauart der Wägen – regionale Verkehrsgewohnheiten (Berlakovich, 2007). Fallweise gab es auch Dekrete für das gegenseitige Ausweichen von Militärkolonnen. Verbindliche Regeln für den gesamten öffentlichen Verkehr entwickelten sich vor allem im 18. und 19. Jahrhundert, und wurden im 20. Jahrhundert konsolidiert.

Die durch die Motorisierung stark gestiegene Geschwindigkeit und Frequenz des öffentlichen Straßenverkehrs und die damit einhergehende höhere Unfallgefahr machten gesetzliche Regeln erforderlich. Die ursprünglich zufällige Chiralität ‚de facto' wurde bald durch eine Chiralität ‚de jure' ersetzt. Ab diesem Zeitpunkt stand es den Verkehrsteilnehmern nicht mehr frei, spontan zu entscheiden, ob sie links oder rechts aneinander vorbeifahren wollten. Die Chiralität des Straßenverkehrs wurde zur systemimmanenten Eigenschaft. In Österreich ist das Rechtsfahrgebot durch § 7 Abs. 1 der Straßenverkehrsordnung (StVO) wie folgt geregelt: *„Der Lenker eines Fahrzeuges hat, sofern sich aus diesem Bundesgesetz nichts anderes ergibt, so weit rechts zu fahren, wie ihm dies unter Bedachtnahme auf die Leichtigkeit und Flüssigkeit des Verkehrs zumutbar und dies ohne Gefährdung, Behinderung oder Belästigung anderer Straßenbenützer, ohne eigene Gefährdung und ohne Beschädigung von Sachen möglich ist."*

Das heute in ganz Kontinentaleuropa geltende Rechtsfahrgebot hat sich vom frühen 19. Jahrhundert bis 1967 allmählich herausgebildet. In Österreich erfolgte diese Entwicklung uneinheitlich und in Etappen. Vor dem Ersten Weltkrieg hatten die Kronländer der Monarchie unterschiedliche Regeln für den Straßenverkehr festgelegt. Während in Salzburg, Ober- und Niederösterreich Linksverkehr galt, fuhr man in Vorarlberg, Tirol und Kärnten rechts. Ab 1915 wurde generell auf Linksverkehr umgestellt. Wegen seiner starken verkehrstechnischen Anbindung an die Schweiz und Deutschland kehrte Vorarlberg schon 1921 wieder zum Rechtsverkehr zurück. 1929 wurde per Bundesgesetz zwar die allgemeine Umstellung auf Rechtsverkehr beschlossen, jedoch von den Bundesländern nur zögernd umgesetzt. Am 2. April 1930 wechselten Nordtirol und der Pinzgau zum Rechtsverkehr, am 15. Juli 1935 auch Osttirol und Kärnten. Der Osten Österreichs blieb vorerst beim Linksverkehr (Abb. 7). Daher musste

Abb. 7.
Die Wiener Staatsoper im Jahr 1932, an der Kreuzung von Opernring und Kärntner Straße. Man beachte den damaligen Linksverkehr der Automobile und der elektrischen Straßenbahnen.

an der Salzachtalstraße bei Lend, östlich der Einmündung des Gasteinertals, sowie am Katschberg die Straßenseite gewechselt werden. Nach dem Anschluss Österreichs an Hitler-Deutschland trat für ganz Österreich die deutsche Straßenverkehrsordnung in Kraft. Die Umstellung auf Rechtsverkehr erfolgte aus technischen Gründen (vor allem wegen der Straßenbahn) in Etappen und war am 19. September 1938 auch in Wien abgeschlossen. Das Rechtsfahrgebot wurde nach dem Krieg beibehalten. Als letztes Land Kontinentaleuropas führte Schweden am 3. September 1967 den Rechtsverkehr ein.

Maßgeblich für diese Vereinheitlichung des Straßenverkehrs waren einerseits die gewünschte Unfallvermeidung, aber auch technische und ökonomische Vorteile. Mehrspurige Kraftfahrzeuge sind in der Regel asymmetrisch konstruiert und auf die jeweilige Händigkeit der Verkehrsordnung abgestimmt. Bei Autos, die für den kontinentaleuropäischen oder nordamerikanischen Markt bestimmt sind, befindet sich der Platz des Lenkers mit den Bedienungselementen auf der linken Seite, bei Autos, die für den britischen Markt bestimmt sind, jedoch auf der rechten Seite. Analog gilt das auch für Motorräder mit Beiwagen (Abb. 8). Zwar kann mit allen Kraftfahrzeugen auch das jeweils unpassende Straßennetz befahren werden (z.B. kontinentaleuropäische Autos in Großbritannien oder Australien), es ergeben sich dabei aber Nachteile und eine erhöhte Unfallgefahr, da der Lenker dann außen am Fahrbahnrand sitzt und den Gegenverkehr nicht gut sehen kann. Überholvorgänge sind unter solchen Umständen wesentlich gefährlicher. Die Asymmetrie der Fahrzeuge und die Händigkeit der Verkehrswege unterlagen daher einer technischen Koevolution, welche die Entwicklung größerer Gebiete mit einheitlicher Verkehrsordnung begünstigt hat.

Die regionale Verteilung von Ländern mit Rechts- und Linksverkehr (Abb. 9) zeigt, dass der Linksverkehr vor allem auf Inseln (z.B. Britannien, Irland, der japanische und indonesische Archipel, Neuseeland) und in verkehrstechnisch isolierten Kontinentalgebieten überlebt hat. Der australische Kontinent kann als große Insel betrachtet werden. Der indische Subkontinent mit Indien, Pakistan, Bangladesch und Nepal ist durch hohe Gebirgsketten von der Hauptmasse Eurasiens getrennt und nur über wenige Passstraßen auf dem Landweg erreichbar. Das südliche Afrika ist nur durch wenige, zumeist schlechte Straßen mit dem restlichen Afrika verbunden. Gleiches gilt für die Verkehrsanbindung von Guyana und Surinam in Südamerika. Offenbar war der ökonomische und technische Anpassungsdruck an den global deutlich vorherrschenden Rechtsverkehr in diesen isolierten Gebieten gering.

In großen, verkehrstechnisch gut erschlossenen Gebieten wäre die späte Umstellung auf eine andere Chiralität des Straßenverkehrs mit enormen Kosten verbunden. Bei relativ kleinen Inseln halten sich die notwendigen baulichen Maßnahmen noch in einem vertretbaren Kostenrahmen. So wechselte beispielsweise Samoa erst 2009 vom Rechts- zum Linksverkehr, um auf diese Weise billige Gebrauchtwägen aus Australien, Neuseeland und Japan für den heimischen Markt besser nutzen zu können. Im Falle Großbritanniens und Irlands würde die Umstellung auf Rechtsverkehr aber etliche Milliarden Euro oder Pfund kosten, da nicht nur sämtliche Verkehrszeichen ausgetauscht, sondern auch Bodenmarkierungen, Verkehrsampeln, Bahnübergänge, Straßenbahngleise und Autobahnkreuze grundlegend umgebaut werden müssten. Wenn ein totaler Kollaps des öffentlichen Lebens vermieden werden soll, müssten diese Änderungen quasi über Nacht oder allenfalls binnen weniger Tage durchgeführt werden. Hinzu käme noch die Notwendigkeit, den gesamten öffentlichen und privaten Fuhrpark binnen weniger Jahre komplett auszutauschen. Bezüglich des britischen Linksverkehrs wurde der *‚Point of no Return‘* längst überschritten. Eine ökonomisch vertretbare Umstellung auf Rechtsverkehr hätte schon viel früher erfolgen müssen. Auch ohne den sogenannten Brexit ist es dafür zu spät. Es ist daher wesentlich einfacher und billiger, den minimalen Krümmungsradius von Salatgurken innerhalb Europas einheitlich zu regeln (Verordnung Nr. 1677/88/EWG) als die Briten auf Rechtsverkehr umzustellen.

Abb. 8.
Motorrad (Yamaha) mit Beiwagen als Beispiel für die chirale Koevolution von Fahrzeugen und immobilen Verkehrseinrichtungen (Begrenzungspfosten, Verkehrsschilder, Bodenmarkierungen usw.). Bildquelle: Der Reisende; CC-by-sa 1.0 generic.

Der Grund, weshalb ich die Geschichte des Rechts- und Linksverkehrs so ausführlich geschildert habe, liegt in der Tatsache, dass es sich dabei um einen rein stochastischen, aber selbstverstärkenden Prozess handelt. Ein Lebens- und Wirtschaftsraum mit diesbezüglich einheitlicher Verkehrsordnung hat zwar viele Vorteile gegenüber einem Gebiet mit sehr heterogenen Regeln, aber der Ausgang des Vereinheitlichungsprozesses ist unvorhersehbar. Der heute weltweit vorherrschende Rechtsverkehr ist nicht auf

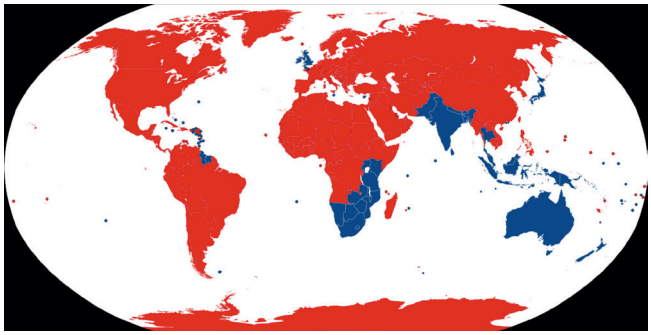


Abb. 9.
Globale Verteilung von Rechts- und Linksverkehr auf öffentlichen Straßen (Public-Domain-Grafik, erstellt von Benjamin D. Esham). Gebiete mit vorgeschriebenem Rechtsverkehr in Rot, solche mit Linksverkehr in Blau. Der vorgeschriebene Rechtsverkehr der arktischen und antarktischen Gebiete ist de facto nur an wenigen Stellen realisiert.

natürliche Gegebenheiten zurückzuführen. Weder gibt es auf den britischen Inseln mehr Linkshänder als Rechtshänder, noch ist der Anteil der Rechtshänder auf dem europäischen Festland signifikant höher als woanders. Dass wir in Österreich heute auf der rechten Straßenseite fahren, ist ein rein zufälliges Ergebnis. Es hätte auch anders ausgehen können.

Man könnte nun meinen, dass auch die molekularbiologische Homochiralität aller heute bekannten Lebensformen durch einen ähnlichen stochastischen Prozess entstanden sein könnte, indem frühe replikationsfähige molekulare Strukturen mit gegensätzlicher Chiralität im Wettbewerb miteinander standen und eine der beiden Lebenswelten durch die andere nach und nach verdrängt wurde. Verschiedene solcher Prozesse, bei denen spiegelbildliche Lebensformen in einem sehr frühen Stadium der Evolution in räumlicher Nähe koexistiert haben sollen, wurden in Erwägung gezogen (Wald, 1957; Goldberg et al., 1987; Bonner, 1995). Nach diesen biotischen Theorien der Chirogenese sollte es möglich sein, eine homochirale Lebenswelt durch Selektionsprozesse schrittweise aus anorganisch gebildeten Racematen hervorgehen zu lassen. Demnach könnte das Vorhandensein kleiner Mengen von D-Aminosäuren in Bakterienzellen (Nagata et al., 1998) und in den Zellen verschiedener Eukaryoten (Brückner & Westhauser, 2003) eventuell als Relikt einer sehr alten spiegelbildlichen Lebenswelt interpretiert werden (siehe Meierhenrich, 2008). Allerdings haben experimentelle Befunde gezeigt, dass die Synthese von Polypeptiden und die Selbstreplikation von Polynukleotiden in einer racemischen Umgebung sehr stark gehemmt oder sogar unmöglich sind (Idelson & Blout, 1958; Wächtershäuser, 1991; Borchers et al., 2004). Diese gegenseitige Hemmung der Polymerisierung durch Enantiomere gegenteiliger Chiralität (engl. *enantiomeric cross inhibition*) ist der Grund, weshalb die überwältigende Mehrheit der Abiogenese-Forschenden einen präbiotischen Ursprung der Homochiralität favorisieren. Man nimmt an, dass die ersten Biopolymere in einem Milieu mit starkem Enantiomeren-Überschuss (engl. *enantiomeric excess*) gebildet wurden und dieser Überschuss nicht erst durch organischen Stoffwechsel, sondern schon vorher durch anorganische Prozesse entstanden ist. Demnach sollte schon das allererste Leben auf unserem Planeten homochiral gewesen sein. Eine ‚spiegelbildliche' Lebenswelt sollte zumindest auf der Erde nie existiert haben (siehe Meierhenrich, 2008). Es ist daher nicht verwunderlich, dass die meisten Hypothesen zur Abiogenese zumindest stillschweigend einen homochiralen molekularen Ausgangszustand annehmen. Das gilt insbesondere für die RNA-Welt-Hypothese von Gilbert (1986). Entsprechende Laborexperimente werden in der Regel nicht mit Racematen, sondern mit enantiomerenreinen Aminosäuren durchgeführt.

Dieser allgemein favorisierte, anorganische Ursprung der biomolekularen Homochiralität eröffnet wiederum verschiedene Denkmöglichkeiten. Er könnte entweder durch eine inhärente Asymmetrie der Materie bedingt sein, oder aber durch einen präbiotischen Zufall verursacht worden sein. Die Frage, welche der beiden Möglichkeiten zutrifft, kann vorerst nicht beantwortet werden, da schlüssige Beweise noch nicht erbracht wurden.

Die **inhärente Asymmetrie der Materie** ist eine relativ späte naturwissenschaftliche Erkenntnis, die alles andere als selbstverständlich ist. Bekanntlich lieben Physiker jegliche Art von Symmetrie. Das gilt insbesondere für Erhaltungssätze (Energieerhaltung, Impulsgesetz u.a.) und die verbreitete Vorstellung, wonach für jeden konkreten physikalischen Vorgang auch ein exakt gespiegelter Vorgang theoretisch möglich sei. So gibt es beispielsweise keinen Grund anzunehmen, dass ein spiegelbildliches Planetensystem oder ein spiegelbildliches Billardspiel physikalisch unmöglich seien. Dieser Vorstellung zufolge wäre auch ein bis in den subatomaren Bereich exakt gespiegeltes Universum keine theoretische Unmöglichkeit. So dachte man jedenfalls bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts.

Dieses Grundvertrauen der Physiker in die Symmetrie der Naturkräfte wurde im Jahr 1956 erschüttert, als zwei amerikanischen Physikern chinesischer Herkunft am Beispiel des radioaktiven β-Zerfalls der theoretische Beweis für die Asymmetrie der schwachen Kernkraft gelang (Lee & Yang, 1956). Beide wurden 1957, kurz nach dieser bahnbrechenden Entdeckung, mit dem Nobelpreis für Physik ausgezeichnet. Der experimentelle Nachweis dieser grundlegenden Asymmetrie ließ nicht lange auf sich warten. Unter der Leitung von Frau Chieng-Shiung Wu (Columbia Universität, New York) wurde ^{60}Co bis auf 0,01 K abgekühlt und einem starken Magnetfeld ausgesetzt. Dabei wurde der Kernspin der ^{60}Co-Atome nach dem angelegten Magnetfeld ausgerichtet. Im Falle einer Symmetrie der schwachen Kernkraft wäre zu erwarten gewesen, dass die beim β-Zerfall von ^{60}Co gebildeten Elektronen mit gleicher Häufigkeit in alle Richtungen emittiert werden. Die Messungen zeigten jedoch, dass die aus dem Atomkern austretenden Elektronen bevorzugt entgegen der Richtung des polarisierenden Magnetfeldes emittiert werden (Wu et al., 1957). Damit war der experimentelle Nachweis für die Asymmetrie der schwachen Kernkraft erbracht. Man musste sich nun damit abfinden, dass von den vier Grundkräften nur drei, nämlich die Schwerkraft, die elektromagnetische Wechselwirkung und die starke Kernkraft symmetrisch sind, während die schwache Kernkraft asymmetrisch wirkt. Diese inhärente Asymmetrie einer der vier fundamentalen Kräfte ist für die Asymmetrie des Atomkerns und die chirale Polarisierung der Elektronen in den Elektronenschalen verantwortlich. Sie bedingt auch leicht unterschiedliche Bindungsenergien von Enantiomeren (Yamagata, 1966). Allerdings ist diese Energiedifferenz zwischen L- und D-Enantiomeren extrem niedrig. Sie lässt sich zwar berechnen, aber nicht kalorimetrisch messen. Berechnete Energiedifferenzen für die Enantiomere von Aminosäuren liegen in der Größenordnung von 10^{-14} Joule/Mol (Mason & Tranter, 1983). Zum Vergleich: Die molaren Bildungsenthalpien von Aminosäuren liegen in der Größenordnung von mehreren hundert kJ/Mol. Somit beträgt die berechnete Energiedifferenz zwischen L- und D-Enantiomeren weniger als das 10^{-19}-fache der Bildungsenthalpie (weniger als ein Milliardstel Milliardstel). Es ist nur schwer vorstellbar, wie eine so winzige Energiedifferenz zur Entstehung der biomolekularen Homochiralität beigetragen haben soll. Die bekannten Verfahren zur abiotischen Synthese von Aminosäuren (Strecker, 1850) sowie das berühmte Experiment von Stanley Miller und Harald Urey (Miller, 1953; Miller & Urey, 1959) liefern jeweils Racemate ohne messbare Anreicherung eines der beiden Enantiomere. Wenn die Asymmetrie der schwachen Kernkraft für die bevorzugte Chiralität atomarer Bindungen verantwortlich wäre, würde man auch erwarten, dass bei enantiomorphen Mineralen eine der beiden enan-

tiomorphen Formen häufiger auftritt als die andere. Alle Untersuchungen an Quarz haben jedoch gezeigt, dass Links- und Rechtsquarz weltweit und in ausreichend großen Gesteinsproben gleich häufig sind (LEMMLEIN, 1973; PALACHE et al., 1962; FRONDEL, 1978; KLABUNOVSKII & THIEMANN, 2000). Diese Befunde sprechen gegen einen signifikanten Einfluss der inhärenten atomaren Asymmetrie auf die relative Häufigkeit bestimmter chiraler Kristalle oder Moleküle.

Wenn aber die biomolekulare Homochiralität weder durch einen evolutionären Wettbewerb spiegelbildlicher Lebensformen (biotische Theorien), noch durch die inhärente Asymmetrie der Atome (Paritätsverletzung durch die schwache Kernkraft) entstanden ist, bleibt als letzte Möglichkeit nur noch die Interaktion von Racematen oder nicht chiralen Biomolekülen mit externen chiralen Stoffen oder Strahlungen. Für diese **chirale Induktion von außen** kommen mehrere Mechanismen in Betracht.

Chirale Moleküle können durch dauerhafte **Adsorption oder chromatographische Trennung an mindersymmetrischen Kristallflächen** – besonders an solchen mit hohen Miller-Indizes – selektiv angereichert werden. Generell sind die Adsorption und die Aufenthaltswahrscheinlichkeit von Molekülen an Mineraloberflächen auf elektrostatische Wechselwirkungen zurückzuführen, also auf die jeweils pH-abhängigen elektrischen Nettoladungen der Mineraloberfläche und der angelagerten Moleküle (CHURCHILL et al., 2004). Zur chiralen Trennung von Enantiomeren genügen diese Nettoladungen in der elektrischen Doppelschicht jedoch nicht. Zusätzlich ist eine chirale Geometrie der Kristallfläche erforderlich. Auch Kristalle mit einem Symmetriezentrum und/oder Spiegelebenen können Flächen mit chiralen atomaren Mustern aufweisen (HAZEN, 2004, 2006). Allerdings treten diese chiralen Flächen dann paarweise als äquivalente Flächen mit gegenteiliger Händigkeit auf (z.B. in einem Pinakoid oder einem monoklinen Prisma). Mit anderen Worten: In einem polykristallinen Granulat aus nicht-enantiomorphen Kristallen gibt es gleich viele Flächen mit gegenteiliger Händigkeit. Etwaige chirale Separationseffekte an Kristallgrenzen oder Spaltflächen werden daher schon in einem relativ kleinen Gesteinsvolumen kompensiert. Bei der Infiltration von Racematen in ein polykristallines Granulat aus nicht-enantiomorphen Kristallen kann daher keine chromatographische Separation von Enantiomeren stattfinden. Analog gilt das auch für ein polykristallines Granulat, das zu gleichen Teilen aus linken und rechten Kristallen besteht.

An enantiomorphen Einzelkristallen treten chirale Flächen mit gegenteiliger Händigkeit jedoch nicht paarweise auf. Alle äquivalenten Flächen einer bestimmten Kristallform (Pinakoid, Prisma, Pyramide usw.) besitzen die jeweils gleiche Händigkeit. Der gesamte Kristall besitzt eine chiral unausgewogene, atomare Oberflächenstruktur. Damit aber ein polykristallines Granulat aus enantiomorphen Kristallen einen chiralen Separationseffekt auf Enantiomere ausüben kann, muss eine der beiden enantiomorphen Kristallformen (links oder rechts) im Granulat angereichert sein.

Quarz, Tridymit und Nephelin sind die einzigen enantiomorphen Minerale, die als gesteinsbildende Komponenten relativ häufig in der Erdkruste vorkommen. Alle anderen enantiomorphen Minerale (z.B. Berlinit, Pinnoit, Wardit, Leucophan u.a.) sind wesentlich seltener. Besondere Beachtung verdienen enantiomorphe Zeolithe (DRYZUN et al., 2009). Wie schon weiter oben besprochen, gibt es kleinräumige Vorkommen von homochiralem Quarz (z.B. große Bergkristalle, homochirale Bereiche in Schriftgraniten). Über eine etwaige chirale Anreicherung von Nephelin war bis vor kurzem jedoch nichts bekannt.

BAUMHAUER (1882, 1891) erkannte als erster die Enantiomorphie von Nephelin anhand der Asymmetrie von Ätzfiguren, die mit stark verdünnter Flusssäure erzeugt worden waren. Dieser Befund wurde von TRAUBE (1895) durch Wiederholung der Ätzversuche bestätigt (Abb. 10; siehe auch HEJL, 2016). Bis vor kurzem war über die chiralen Mengenverhältnisse von Nephelin in Gesteinen jedoch nichts bekannt. Dieser Informationsmangel ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass Nephelin im Gegensatz zu Quarz optisch nicht aktiv ist und seine beiden enantiomorphen Formen unter polarisiertem Licht oder mit einem Polarimeter nicht unterschieden werden können. Da Nephelin aber aus

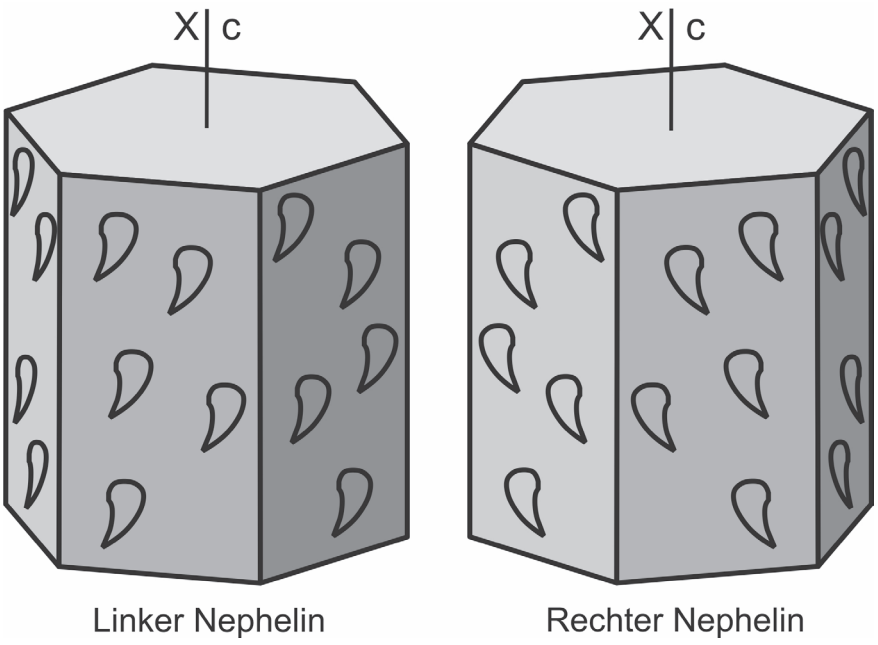


Abb. 10.
Chirale Ätzfiguren auf Prismenflächen von Nephelin (nach HEJL & FINGER, 2018; HEJL, 2016).

sehr niedrigviskosen, alkalischen Schmelzen kristallisiert, besteht die theoretische Möglichkeit einer spontanen Kristallisation von enantiomerenreinem Nephelin durch autokatalytische sekundäre Bildung von Kristallkeimen (engl. *autocatalytic secondary nucleation* oder *seeding*). Ein solcher Prozess wurde bei der Kristallisation von Natriumchlorat $NaClO_3$ unter Laborbedingen beobachtet (KONDEPUDI et al., 1990). Kristalle von $NaClO_3$ sind enantiomorph und optisch aktiv. Die beiden Formen (L oder D) sind unter dem Polarisationsmikroskop leicht zu unterscheiden. Wenn die Kristalle aus einer unbewegten wässrigen Lösung ausfallen, bilden sich ungefähr gleich viele rechte und linke Kristalle mit entgegengesetztem optischem Drehvermögen. Wenn die Lösung während der Kristallisation jedoch mit einem Rührwerk bewegt wird, haben mehr als 99 % der gebildeten Kristalle die gleiche Händigkeit. Der enantiomorphe Überschuss (L- oder D-Kristalle) ist jedoch unvorhersehbar und nicht davon abhängig, ob im Uhrzeigersinn oder gegen den Uhrzeigersinn gerührt wurde (KONDEPUDI et al., 1990). Der Versuch wurde mehrfach wiederholt. Später wurden analoge Ergebnisse mit Natriumbromid $NaBrO_3$ erzielt (KONDEPUDI & ASAKURA, 2001).

Falls autokatalytische sekundäre Kristallisation auch bei magmatischer Kristallisation auftritt, wäre zu erwarten, dass sich in einem turbulent fließenden, dünnflüssigen Magma chiral angereicherte Kristallkeime bilden können. Da SiO_2-reiche Schmelzen eine relativ hohe dynamische Viskosität ($\eta > 10^3$ Pa·s) haben, fließen sie in der Regel zähplastisch laminar. Daher ist die Entstehung von homochiralem Quarz durch autokatalytische Keimbildung in einer SiO_2-reichen Schmelze äußerst unwahrscheinlich. Ganz anders verhält es sich bei Nephelin, der aus SiO_2-ärmeren und daher niedrigviskosen Schmelzen ($\eta < 10$ Pa·s) kristallisiert (HESS, 1971, 1980). Aufgrund ihrer niedrigen Viskosität können alkalische Schmelzen wie zum Beispiel Nephelinite und Karbonatite nicht nur laminar, sondern auch turbulent fließen. Der Übergang vom laminaren zum turbulenten Fließen ist von der Dichte (ρ in kg/m^3), der Strömungsgeschwindigkeit (v in m/s), dem hydraulischen Radius (L in m) und der dynamischen Viskosität (η in Pa·s) abhängig und kann durch eine Reynoldszahl ($Re = \rho.v.L/\eta$) charakterisiert werden. Je nach Strömungsgeometrie liegt dieser dimensionslose Schwellenwert zwischen etwa 500 und 2.500. Wenn er überschritten wird, erfolgt der Übergang zum turbulenten Fließen. In basaltischen Schmelzen, die eine höhere Viskosität aufweisen ($\eta > 10$ Pa·s), kann Turbulenz erst bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten und in sehr breiten Schloten oder großen Magmenkammern auftreten. Bei extrem niedrig viskosen, alkalischen oder karbonatischen Schmelzen ($\eta < 10^{-1}$ Pa·s) kann Turbulenz jedoch schon bei Strömungsgeschwindigkeiten von weniger als 1 cm/s und in magmatischen Schloten ab ca. 10 m Durchmesser auftreten. Diese Vorhersagen wurden durch vulkanologische Befunde bestätigt (DAWSON et al., 1990; STASIUK & JAUPART, 1997).

Wegen der Möglichkeit des turbulenten Strömens ist die autokatalytische Bildung sekundärer Kristallkeime von Nephelin in SiO_2-untersättigten Schmelzen nicht auszuschließen. Demnach wäre auch eine chirale Anreicherung von Nephelin möglich. Zur Überprüfung dieser These haben HEJL & FINGER (2018) Nephelinite und Phonoliten von 13 afrikanischen Alkaligesteinsprovinzen sowie einen Karbonatit von der Insel Alnön östlich von Sundsvall (Schweden) bezüglich der chiralen Proportionen von Nephelin untersucht. Zu diesem Zweck wurde die nicht abgedeckte Oberfläche von Gesteinsdünnschliffen mit verdünnter Flußsäure (1 % HF in wässriger Lösung) 15 bis 25 min bei 20° C geätzt. Schon zuvor hatte sich gezeigt, dass vier der insgesamt 14 Proben zu wenig oder zu stark alterierten Nephelin enthielten. Vier der verbleibenden zehn Proben hatten ausreichend viele Nephelinkristalle mit gut erkennbaren chiralen Ätzfiguren (Abb. 11). Die statistische Auswertung dieser Nepheline mit Ätzfiguren ergab, dass die meisten Nepheline nicht verzwillingt sind, jedoch Kristalle mit linken und rechten Ätzfiguren (L-Typ bzw. D-Typ) ungefähr gleich häufig sind. In drei der vier statistisch auswertbaren Proben lag der Anteil der vorherrschenden chiralen Form bei maximal 55 %. Nur in einer der vier statistisch auswertbaren Proben wurden etwas mehr Kristalle des D-Typs, jedoch mit niedriger statistischer Signifikanz angetroffen (21 D-Typen, 15 L-Typen). Homochiraler oder chiral stark angereicherter Nephelin wurde in keiner der vier Proben angetroffen.

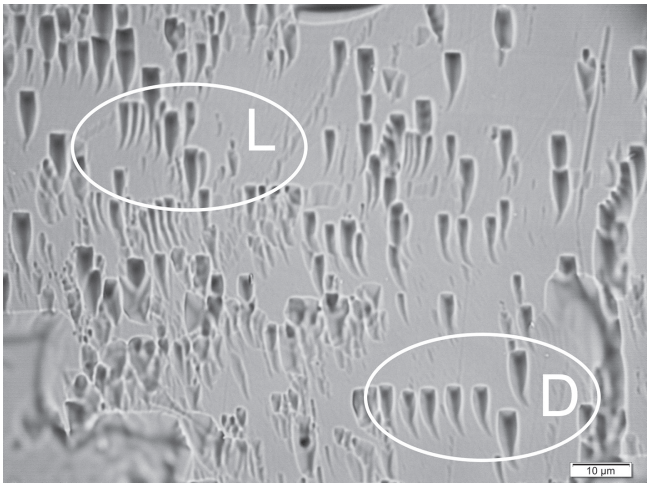


Abb. 11.
Linke und rechte Ätzfiguren (L bzw. D) an verzwillingtem Nephelin (Phonolitischer Nephelinit von Kerimasi, Tansania; HEJL & FINGER, 2018).

Abgesehen von diesem negativen Befund an nur vier auswertbaren Proben spricht ein weiteres Argument gegen die chirale Anreicherung von Biomolekülen durch eine chemische Wechselwirkung mit Nephelin. SiO_2-untersättigte Gesteine und deren Schmelzen waren im Präkambrium extrem selten, das heißt noch wesentlich seltener als im Phanerozoikum. Die ältesten bekannten Alkaligesteine liegen in der Superior-Provinz Kanadas und haben ein Alter von 2,7 Milliarden Jahren (siehe BLICHERT-TOFT et al., 1996). Sie sind um ungefähr eine Milliarde Jahre jünger als die ältesten bisher bekannten geochemischen Spuren von frühem Leben vor etwa 3,7 Milliarden Jahren (OHTOMO et al., 2014). Das Fehlen von alkalischem Magmatismus im frühen Archaikum wird von BLICHERT-TOFT et al. (1996) auf einen damals viel heißeren Erdmantel zurückgeführt. Dadurch kam es zu einer stärkeren partiellen Aufschmelzung und zu einem wesentlich geringeren Anteil an niedrig temperierten Schmelzen. Da Nephelin im frühen Archaikum anscheinend nicht vorhanden war, kann er als mineralische Ursache der biomolekularen Homochiralität mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden (HEJL & FINGER, 2018).

Quarz, der schon in der frühesten kontinentalen Kruste vor 4,4 Milliarden Jahren vorhanden war (Wilde et al., 2001), hat weitaus bessere Chancen, einen Einfluss auf die Chirogenese früher Biomoleküle gehabt zu haben (Bonner et al., 1974). Systematische Infiltrationsversuche mit racemischen Aminosäuren in homochiralem Quarzsand werden vielleicht neue Indizien liefern. Besondere Beachtung verdienen dabei nukleare Partikelspuren, wie sie durch die natürliche Kernspaltung von ^{238}U entstehen. Unter den Verwitterungsbedingungen der Urerde könnten diese als Spaltspuren bezeichneten, strahlengeschädigten Bereiche zur Entstehung sehr feiner Kapillarröhren geführt haben (Abb. 12). Die von mir vorgeschlagene Hypothese zur Entstehung der Homochiralität von Biomolekülen (Hejl, 2017) beruht auf dem Prinzip der Flüssigchromatographie, das heißt auf unterschiedlichen Aufenthaltswahrscheinlichkeiten von Molekülarten an den Wänden von Kapillarröhren. Wenn solche Röhren in enantiomorphen Kristallen auftreten, sollte eine chirale Trennung von Racematen zu erwarten sein. Zur experimentellen Überprüfung dieser Hypothese wird ein mittels Hydrothermalsynthese hergestellter Quarz-Einkristall bekannter Händigkeit (Abb. 13) im Backenbrecher zerkleinert und mittels Siebung in homochirale Sandfraktionen geteilt. Eine dieser Fraktionen wird mit uranhaltigem Zirkonpulver gemischt und im Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt. Die aus dem Zirkon austretenden schweren Kernbruchstücke von ^{235}U bilden nukleare Partikelspuren in den angrenzenden Quarzkörnern. Nach der Bestrahlung wird der Quarzsand mit verdünnter Flusssäure geätzt, um die Partikelspuren an der Quarzoberfläche zu feinen Kapillarröhren zu erweitern. Danach wird der Quarzsand in Infiltrationskolonnen gefüllt und mit stark verdünnten, racemischen Aminosäuren behandelt. Die gewonnenen Filtrate werden dann mittels zweidimensionaler Gaschromatographie in Kombination mit einem Flugzeit-Massenspektrometer (GCxGC-TOF/MS; *two-dimensional gas chromatography coupled to a time-of-flight mass spectrometer*) analysiert, um eine eventuelle chirale Trennung der Aminosäuren nachzuweisen. Die methodischen Grundlagen dieses Verfahren wurden von Meinert et al. (2016) und von Myrgorodska et al. (2016a, b) beschrieben.

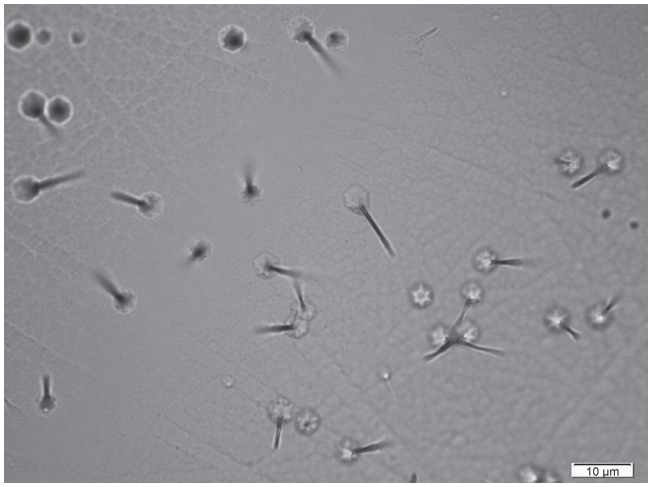


Abb. 12.
Geätzte Spaltspuren auf einer Basisfläche von Durango-Apatit. Ätzbedingungen: 5 Gew.-% HNO_3 für 60 Sekunden bei 20° C. Das oberflächliche Ende der Spuren ist durch kristallographische Ätzgrübchen gekennzeichnet.

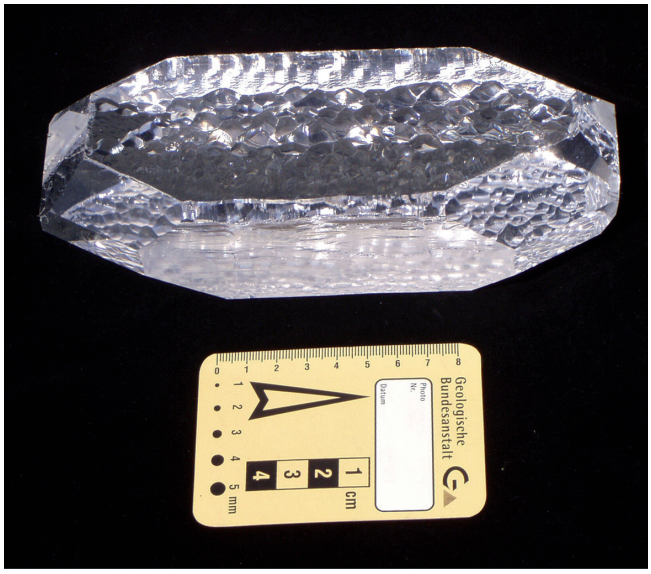


Abb. 13.
Mittels Hydrothermalsynthese hergestellter Rechtsquarz (so genannter Z-Barren-Quarz) mit einer Masse von 1,473 kg. Aus diesem unverzwillingten Quarzkristall wird durch Brechen und Sieben homochiraler Sand gewonnen. Dieser wird in weiterer Folge für Infiltrationsversuche mit racemischen Aminosäuren verwendet.

Eine weitere Möglichkeit zur Herstellung eines Enantiomerenüberschusses besteht in der **Bestrahlung von Aminosäuren mit zirkular polarisiertem Licht**, von dem man weiß, dass es im interstellaren Raum vorkommt (Bailey et al., 1998; Bailey, 2000). Diese intensiv diskutierte Möglichkeit der Chirogenese hat im Zuge der Vorbereitungen auf die Europäische Kometenmission Rosetta eine solide wissenschaftliche Fundierung erhalten. Da die Landungseinheit dieser Mission erstmals auf dem Nucleus eines Kometen landen sollte, wurde für Testzwecke interstellares Eis künstlich im Labor erzeugt. Zu diesem Zweck wurden einfache chemische Verbindungen, und zwar CO, CO_2, CH_3OH, NH_3 und H_2O bei sehr niedriger Temperatur (12 K) und extrem niedrigem Druck (10^{-7} mbar) auf einer festen Oberfläche kondensiert. Während der Kondensation wurde das molekulare Gemisch einer für den interstellaren Raum typischen UV-Strahlung ausgesetzt. Deren Wellenlänge lag zwischen 120 und 180 nm. Dieses künstlich erzeugte Kometeneis wurde anschließend chemisch analysiert. Dabei wurden 16 Aminosäuren nachgewiesen (Muñoz Caro et al., 2002; Meierhenrich, 2008). Wiederholungen dieses Experiments mit geänderten Parametern erbrachten immer wieder die gleichen 16 Aminosäuren in sehr ähnlichen Mengenverhältnissen. Damit war der Nachweis, dass Aminosäuren unter interstellaren Bedingungen entstehen können, erbracht. Meierhenrich und sein Team nehmen an, dass proteinogene Aminosäuren durch den Einschlag von Kometen auf die frühe Erde und in deren Urozean gelangten, im wässrigen Milieu an Mineralien adsorbierten und in weiterer Folge durch Polykondensationsreaktionen zur Bildung von Oligopeptiden und Proteinen beitrugen (siehe Meierhenrich, 2009). Die im künstlichen Kometeneis nachgewiesenen Aminosäuren liefern auch ein Indiz auf das vielleicht erste genetische Material der frühen Erde. Peptidische Nukleinsäure (PNA), deren Rückgrat aus bestimmten Aminosäuren besteht, gilt als möglicher Vorläufer der RNA. Diese PNA-Stränge können sowohl an komplementäre RNA als auch an DNA binden (Nielsen et al.,

Abb. 14.
Künstlerische Darstellung der Raumsonde Rosetta mit dem Lander Philae und dem Kometen 67P/Churyumov-Gerasimenko (Public-Domain-Bild der Europäischen Weltraumagentur ESA).

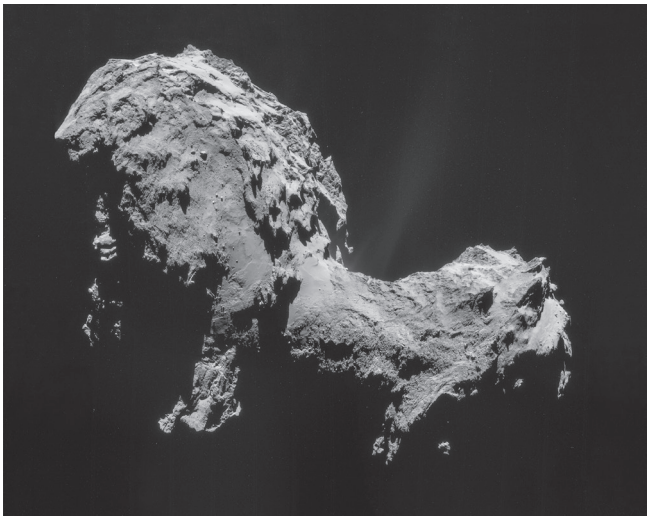


Abb. 15.
Aus vier Einzelaufnahmen zusammengesetztes Foto des Kometen 67P/Churyumov-Gerasimenko vom 19. September 2014. Die Bilder wurden von der Navigationskamera (NAVCAM) der Raumsonde Rosetta aus einer Entfernung von 28,6 km zum Kometenkern aufgenommen. Bildquelle: ESA/Rosetta/Navcam, CC-by-sa IGO 3.0.

1991). Die im künstlichen Kometeneis vorkommenden Diaminosäuren sind für die Bildung des PNA-Rückgrats geeignet und daher ein möglicher Schlüssel zur Entstehung einer Prä-RNA-Welt (Meierhenrich, 2009).

Wie aber kann Kometenmaterie zur biochemischen Homochiralität beitragen? Auch dazu gibt es analytische und experimentelle Befunde. Gaschromatographische Untersuchungen an kohligen Chondriten haben gezeigt, dass Aminosäuren in diesen Meteoriten vorhanden sind. In allen Proben wurde ein Überschuss an L-Enantiomeren nachgewiesen (Pizzarello et al., 2003). Da die untersuchten Meteorite aber von terrestrischen Fundstellen stammen, kann nicht mit letzter Sicherheit entschieden werden, ob die in Ihnen vorhandenen Aminosäuren tatsächlich aus dem interstellaren Raum stammen, oder ob es sich um eine spätere bakterielle Kontamination handelt. Daher wurden Racemate ausgewählter Aminosäuren im französischen Synchrotron-Zentrum SOLEIL mit künstlich erzeugtem, zirkular polarisiertem Licht bestrahlt. Auf diese Weise konnte in der Aminosäure Leucin ein Enantiomerenüberschuss von 2,6 % induziert werden (Meierhenrich et al., 2005). Dieser und andere experimentelle Befunde belegen, dass chiral angereicherte Aminosäuren im interstellaren Raum und insbesondere in Kometenmaterie vorhanden sein können (Modica et al., 2014). Solange dieser eventuelle Enantiomerenüberschuss aber nicht in-situ an einem echten Kometen gemessen worden ist, kann die Frage, ob die Aminosäuren im Kometeneis chiral nur leicht angereichert sind oder in homochiraler Form vorliegen, nicht beantwortet werden.

Diesbezüglich wurden große Hoffnungen in die Kometenmission Rosetta der Europäischen Weltraumagentur ESA gesetzt (siehe Möhlmann & Ulamec, 2014). Ziel der Mission war die Erforschung des im Jahr 1969 entdeckten Kometen 67P/Churyumov-Gerasimenko, der zur Jupiter-Gruppe kurzperiodischer Kometen gehört. Da die Kometen dieser Gruppe kurze Umlaufzeiten von weniger als elf Jahren haben und ihr größter Sonnenabstand (Aphel) in der Nähe der Jupiterbahn liegt, sind sie für Raumsonden noch gut erreichbar. Die aus einem Orbiter und einem Lander bestehende, ungefähr 3.000 kg schwere Sonde wurde am 2. März 2004 mit der Trägerrakete Ariane 5G+ vom Weltraumzentrum Kourou in Französisch-Guyana gestartet. Nach insgesamt vier Swing-By-Manövern an Erde und Mars und nach den Vorbeiflügen an den Asteroiden Steins und Lutetia wurde die Sonde am 8. Juni 2011 in den ‚Schlafmodus' (engl. *deep space hibernation*) versetzt, um die Energiereserven der Batterien zu schonen. Am 20. Januar 2014 erwachte Rosetta planmäßig aus diesem ‚Winterschlaf'. Mitte September 2014 wurde eine elliptische Umlaufbahn in etwa 30 km Entfernung vom Kometen erreicht. Bis zum 10. Oktober wurde der Abstand der Umlaufbahn zum Kometen schrittweise bis auf 10 km verringert, um eine genaue Oberflächenkartierung mit weniger als 3 m Auflösung zu ermöglichen (Abb. 14, 15).

Nachdem schon am 15. September 2014 zwei mögliche Landeplätze ausgewählt worden waren, erfolgte der Abwurf des nur 100 kg schweren Landers Philae am 12. November 2014. Der Lander besteht aus einem dreibeinigen Landegestell und einem Korpus mit zwei Verankerungsharpunen, Solarzellen, zwei Batterien (eine davon wieder aufladbar), Antennen, Panoramakameras, einem Probenbohrer und mehreren Messinstrumenten (Bibring et al., 2007; Meierhenrich, 2015). Besondere Beachtung verdient das COSAC-Instrument (*COmetary SAmpling and Composition*), das für die Analyse von Bodenproben und flüchtigen Komponenten vorgesehen war (Goesmann et al., 2007; Meierhenrich, 2015). Es umfasst einen Gaschromatographen mit enantioselektiven stationären Phasen

und ein Massenspektrometer (TOF-MS), wodurch es in der Lage ist, organische Moleküle zu erkennen, quantitativ zu analysieren und deren chirale Zusammensetzung zu bestimmen. COSAC ist das erste Gerät dieser Art, das jemals in den Weltraum geschickt wurde.

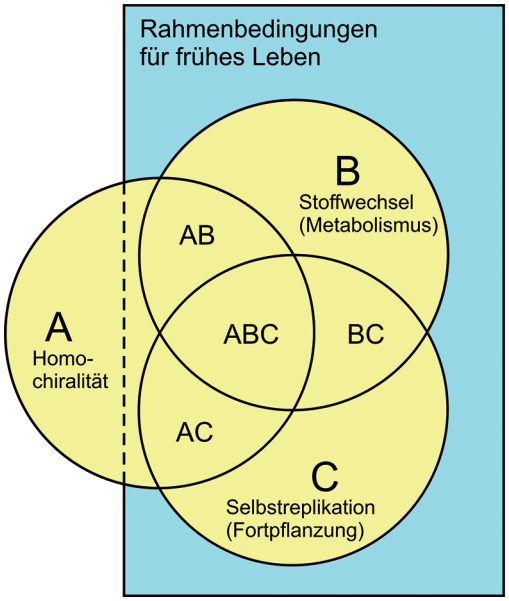
Ungefähr sieben Stunden nach seiner Ablösung vom Orbiter setzte der Lander Philae am 12. November 2014, um 15:34 Uhr (Weltzeit UTC) erstmals auf dem Kometen auf. Da sich die Harpunenverankerung beim ersten Bodenkontakt nicht ausgelöst hatte und die Eisschrauben an den Füßen des Landers ebenfalls keine Fixierung bewirken konnten, prallte der Lander wegen der geringen Gravitation des Kometen noch zweimal in das All zurück und kam erst um 17:32 Uhr (Weltzeit UTC) in endgültiger Position zum Stillstand. Schon 25 Minuten nach seinem ersten Bodenkontakt konnte COSAC im ‚Schnüffelmodus' (engl. *sniffling mode*) 16 Molekülarten identifizieren (Goesmann et al., 2015), darunter auch acht Verbindungen mit Stickstoff ($HCONH_2$, CH_3NCO, HCN u.a.). Wie sich zwei Jahre später durch Beobachtungen vom Orbiter herausstellte, liegt Philae in Schräglage im Schatten einer Wand, an einer Stelle, die während des 13-stündigen Kometentages nur 1,5 Stunden lang von der Sonne beschienen wird. Der Energiegewinn der Solarzellen reichte nicht aus, um die Batterien zu laden und die Betriebsspannung der Geräte aufrecht zu erhalten. Daher brach der Funkkontakt zu Philae am 15. November 2014 ab, als die Sonde in den Standby-Modus geschaltet hatte. Nach siebenmonatiger Funkstille wurde am 13. Juni 2015 ein letztes Datenpaket übertragen. Danach brach der Funkkontakt zu Philae endgültig ab. Am 30. September 2016 wurde der Orbiter auf dem Kometen kontrolliert zum Absturz gebracht, nachdem er noch mehrere hochauflösende Bilder der Kometenoberfläche zur Erde übertragen hatte.

Obwohl das COSAC-Experiment wegen der unzureichenden Energieversorgung nicht vollständig durchgeführt werden konnte, war die Kometenmission Rosetta insgesamt ein sehr großer Erfolg – schon allein wegen der vielen vom Orbiter übertragenen Daten. Auch mehr als 80 % des für den Lander Philae vorgesehenen Messprogramms wurden ausgeführt und zur Erde übertragen (Boehnhardt et al., 2017). Leider scheiterte der Versuch, die organischen Moleküle im Eis unter der oberflächlichen Staubschicht des Kometen zu analysieren. Daher bleibt die Frage nach einem eventuellen Enantiomerenüberschuss von Aminosäuren im Kometeneis bis auf weiteres unbeantwortet.

Hypothesen zum Ursprung des Lebens (Auswahl)

In den beiden vorigen Kapiteln wurden die Eigenschaften lebender Systeme und die sich daraus ergebenden Anforderungen für die Szenarien der Abiogenese skizziert. Zur Veranschaulichung der auf den ersten Blick verwirrenden Vielzahl von Möglichkeiten soll Abbildung 16 dienen. Zu den unabdingbaren Voraussetzungen für Leben in der uns bekannten Form gehören Stoffwechsel (Metabolismus), Fortpflanzung (komplementäre Replikation) und verschiedene Materialeigenschaften, unter denen die Homochiralität eine herausragende Stellung einnimmt. Im Felderdiagramm von Abbildung 16 entspricht die Schnittmenge ABC diesem Zustand des Lebens: Die gegenwärtig lebenden Organismen haben einen Stoffwechsel, können sich fortpflanzen und sind weitestgehend homochiral. Das Feld BC entspricht einem hypothetischen Zustand mit Stoffwechsel und Fortpflanzung, jedoch (noch) ohne Homochiralität, wie er von den biotischen Theorien der Biogenese im Frühstadium der Abiogenese angenommen wird (Wald, 1957; Goldberg et al., 1987; Bonner, 1995). Das Feld AC steht für fortpflanzungsfähige homochirale Strukturen ohne eigenen Stoffwechsel (z.B. Viren). Das Feld AB steht für homochiralen Stoffwechsel ohne Fortpflanzung, also ohne replikationsfähiges genetisches Material.

Da die Systemeigenschaften A (Homochiralität), B (Stoffwechsel) und C (Fortpflanzung) höchstwahrscheinlich nicht gleichzeitig in Erscheinung getreten sind, erhebt sich die Frage, in welcher Reihenfolge sie erworben wurden, also auf welchem Weg das Feld ABC erreicht wurde. Zu berücksichtigen sind auch die allgemeinen Rahmenbedingungen für Leben, wie zum Beispiel flüssiges Wasser, das



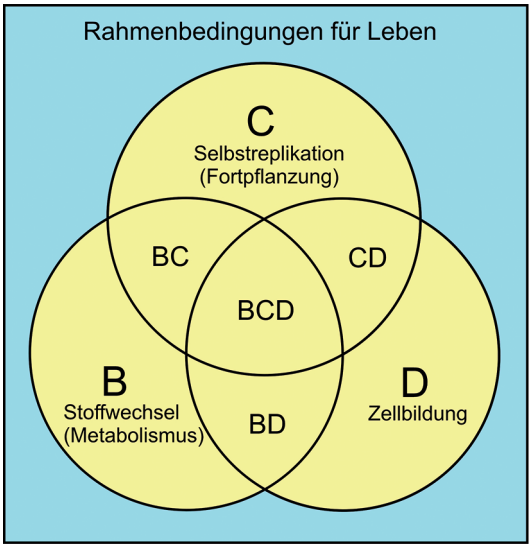
A = Homochiralität von Biomolekülen
B = Stoffwechsel (Metabolismus)
C = Selbstreplikation (Fortpflanzung)

AB = Homochiralität und Stoffwechsel
BC = Stoffwechsel und Selbstreplikation
AC = Homochiralität und Selbstreplikation

ABC = Homochiralität, Stoffwechsel
und Selbstreplikation

Rahmenbedingungen für frühes Leben:
- flüssiges Wasser
- mäßige Temperaturen
- Anwesenheit von C, N, O, H, P
  und eventuell S
- leicht reduzierendes Milieu
- Energiezufuhr (Entropieverminderung)
- Katalysatoren (anorganisch?)

Abb. 16.
Schema zur Verdeutlichung hypothetischer Szenarien der Abiogenese.



B = Stoffwechsel (Metabolismus)
C = Selbstreplikation (Fortpflanzung)
D = Zellbildung

BC = Stoffwechsel und Selbstreplikation
CD = Selbstreplikation und Zellbildung
BD = Stoffwechsel und Zellbildung

BCD = Stoffwechsel, Selbstreplikation und Zellbildung (das uns bekannte Leben von Bakterien, Pilzen, Pflanzen und Tieren)

Rahmenbedingungen für Leben:
- flüssiges Wasser
- mäßige Temperaturen
- Anwesenheit von C, N, O, H, P, S, K, Ca, Mg, Na, Cl und Se
- Homochiralität
- Energiezufuhr (Entropieverminderung)
- Katalysatoren (Enzyme!)

Abb. 17.
Schema zu den Hypothesen der Abiogenese unter Einbeziehung der Zellbildung. Anders als in Abbildung 16 wird in diesem Schema eine bereits existierende (eventuell präbiotische) Homochiralität von Biomolekülen angenommen.

ausreichende Vorhandensein bestimmter chemischer Elemente, Energiequellen und Katalysatoren. Stoffwechsel und Fortpflanzung sind ohne diese Rahmenbedingungen nicht möglich. Die Homochiralität könnte jedoch schon früher, unter den lebensfeindlichen Bedingungen des interstellaren Raumes entstanden sein (Bailey et al., 1998; Bailey, 2000; Muñoz Caro et al., 2002; Meierhenrich, 2008; Meinert et al., 2016). Daher liegt das Feld A in Abbildung 16 nicht zur Gänze innerhalb dieser für das Leben geforderten Rahmenbedingungen.

Unter der Annahme einer schon früh aufgetretenen biomolekularen Homochiralität und unter Hinzunahme des Problems der Zellbildung (*compartmentation*) ergeben sich weitere Kombinationsmöglichkeiten und verschiedene Wege, auf denen der Zustand (A)BCD erreicht worden sein kann (Abb. 17). Ob die aus Lipiden bestehenden Zellmembranen schon sehr früh oder erst in einem Spätstadium der Abiogenese gebildet wurden, ist umstritten.

Zum besseren Verständnis der historischen Entwicklung der Abiogenese-Forschung stelle ich einige prominente Vertreter dieses Faches und ihre Modelle zum Ursprung des Lebens vor. Mit dieser Auswahl wird kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben.

Alexander Iwanowitsch Oparin (1894–1980): Der in der russischen Stadt Uglitsch, ungefähr 200 km nördlich von Moskau geborene Alexander Iwanowitsch Oparin (Abb. 18) ist der Urvater der Abiogenese-Forschung, da er sich als erster Chemiker spekulativ mit diesem Problem befasst hat. Nach einem Studium an der Moskauer Universität wurde er Assistent am Institut für Pflanzenphysiologie. Nach dreijährigen Studienaufenthalten in West- und Mitteleuropa kehrte er 1925 nach Moskau zurück und wurde 1929 Professor für Biochemie. Außerdem erfüllte er verschiedene Funktionen in der staatlichen Zuckerindustrie und am Technischen Institut für Nahrungsmittelproduktion. Ab 1946 war er Direktor des Instituts für Biochemie.

Seit den frühen 1920er Jahren beschäftigte sich Oparin mit den chemischen Ursprüngen des Lebens und veröffentlichte seine Hypothese 1924 erstmals in Buchform. Seine in russischer Sprache publizierten Werke (Oparin, 1924, 1936) erschienen in mehreren Auflagen und wurden in viele Sprachen übersetzt – darunter auch deutsch und

Abb. 18.
Alexander Iwanowitsch Oparin (1894–1980), der geistige Vater der ersten Ursuppen-Hypothese. Das von ihm vorgeschlagene Szenario der Abiogenese beruhte auf der Annahme einer stark reduzierenden Uratmosphäre aus Methan, Ammoniak, Wasserstoff und etwas Schwefelwasserstoff.

englisch. Oparins Vorstellungen zur Lebensentstehung lassen sich wie folgt zusammenfassen: Auf der physikalisch-chemischen Ebene besteht kein grundsätzlicher Unterschied zwischen belebter und unbelebter Materie. Die Uratmosphäre der Erde bestand aus Methan, Ammoniak, Wasserstoff und etwas Schwefelwasserstoff, besaß daher stark reduzierende Eigenschaften. Durch Blitzentladungen und andere anorganische Energiequellen entstanden unter reduzierenden Bedingungen erste organische Moleküle, sammelten sich im Urozean und bildeten die so genannte Ursuppe. In weiterer Folge sollten eine Kolloidchemie und erste von Lipidmembranen umgebene Zellen entstanden sein. Vier Jahre nach dem Erscheinen des ersten Buches von Oparin in der Sowjetunion veröffentlichte der britische Biologe John Burdon Sanderson Haldane (1892–1964) einen ganz ähnlichen Vorschlag bezüglich einer stark reduzierenden Uratmosphäre (Haldane, 1928). Daher gingen diese ersten Ursuppentheorien als Oparin-Haldane-Hypothese in die Wissenschaftsgeschichte ein. Das Problem der Informationsübertragung (Genetik) wurde in dieser Hypothese jedoch nicht berücksichtigt.

Bemerkenswert ist, dass sowohl Oparin als auch Haldane überzeugte Marxisten waren. Haldane war Mitglied der Kommunistischen Partei Großbritanniens und war mehrere Jahre Herausgeber des „Daily Worker“, der Zeitschrift der britischen KP. Den Glauben an den Marxismus verlor er erst 1950, als der von Josef Stalin (1878–1953) protegierte Agrarwissenschaftler Trofim Denissowitsch Lyssenko (1898–1976) mit unwissenschaftlichen Methoden den Lamarckismus zu rehabilitieren versuchte und anders-

denkende Biologen brutal verfolgt wurden (CASTI, 1990: 104–105). Es steht außer Zweifel, dass die Oparin-Haldane-Hypothese unter der herrschenden Ideologie des dialektischen Materialismus in der damaligen Sowjetunion auf fruchtbaren Boden fiel, und Oparin davon forschungspolitisch profitierte. Dennoch kann der Einfluss seiner Ideen auf die Abiogenese-Forschung nicht hoch genug eingeschätzt werden. So ist beispielsweise das berühmte Experiment von MILLER & UREY (1959; MILLER, 1953) der Versuch einer experimentellen Überprüfung dieser Hypothese. Spätere und heutige Ursuppenmodelle nehmen jedoch eine CO_2-Atmosphäre mit allenfalls schwach reduzierenden Eigenschaften an.

Um Alexander Oparin ranken sich viele Mythen. Er soll die bemerkenswerte Fähigkeit besessen haben, sich zwischen einer Flasche Cognac und einer Flasche Wodka zu Tisch zu setzen und nach beendeter Mahlzeit zwischen zwei leeren Flaschen zu sitzen (CASTI, 1990: 105). Solche und ähnliche Anekdoten sind vermutlich stark übertrieben, denn Alexander Oparin erreichte das für russische Verhältnisse hohe Alter von 86 Jahren und blieb bis kurz vor seinem Tod wissenschaftlich aktiv. Er wurde vielfach ausgezeichnet und geehrt: Als Mitglied der Sowjetischen Akademie der Wissenschaften (seit 1934) wurde er fünfmal mit dem Leninorden ausgezeichnet, erhielt den Ehrentitel ‚Held der Sozialistischen Arbeit' (1969), den Leninpreis (1974) und die Lomonosov-Goldmedaille (1979). Oparin ist einer der wenigen sowjetischen Wissenschaftler, die auch außerhalb der kommunistischen Länder sehr angesehen waren. Er war seit 1966 Mitglied der Deutschen Akademie der Wissenschaften und wurde für seine Verdienste um die Popularisierung der Wissenschaft 1976 von der UNESCO mit dem Kalingapreis ausgezeichnet. Die wissenschaftliche Gesellschaft der Abiogenese-Forscher ISSOL (*International Society for the Study of the Origin of Life*) mit Sitz in Washington, D.C., verleiht die Oparinmedaille als höchste Auszeichnung für herausragende Forschungsleistungen zum Verständnis der chemischen Evolution. Seit 1980 wurden insgesamt acht Forscher damit ausgezeichnet.

Erwin Schrödinger (1887–1961): Als Physiker und Mitbegründer der Quantenmechanik ist der in Wien geborene Erwin Schrödinger den meisten Österreicherinnen und Österreichern gut bekannt. Der Umstand, dass er auf den von 1983 bis 1998 im Umlauf befindlichen 1.000 Schilling-Banknoten abgebildet war, hat diese Bekanntheit sehr gesteigert. Schon 1933 hatte Schrödinger den Nobelpreis für Physik erhalten. Weitaus weniger bekannt sind seine Ansichten zur Funktion lebender Systeme. Nachdem er 1943 am Trinity College in Dublin öffentliche Vorträge zum Thema „Was ist Leben?" gehalten hatte, veröffentlichte er diese ein Jahr später in Buchform unter dem Titel „*What is life? The physical aspect of the living cell*" (SCHRÖDINGER, 1944). Besonderes Augenmerk widmete er dem Problem der Entropieverminderung in lebenden Organismen, die im Gegensatz zum zweiten Hauptsatz der Thermodynamik zu stehen scheint. Dieser Widerspruch ist jedoch nur ein scheinbarer, da Lebewesen offene Systeme sind. Sie entnehmen ihrer Umwelt negative Entropie (Ordnung) als Nahrung, um dem eigenen thermodynamischen Verfall entgegenzuwirken. Durch die Nahrungsaufnahme und den Stoffwechsel verringert sich die körpereigene Entropie, während gleichzeitig die Entropie der Umwelt und die des Gesamtsystems zunehmen. Letzteres steht im Einklang mit dem zweiten Hauptsatz der Thermodynamik. Da die Struktur der DNA-Doppelhelix erst etwa zehn Jahre später geklärt wurde (WATSON & CRICK, 1953), konnte Schrödinger noch nichts über die chemische Natur der Gene und den Prozess der Informationsübertragung aussagen. Er wies jedoch darauf hin, dass sich dieser Code für den Bauplan des Organismus in den Chromosomen befinden müsse.

Leslie Orgel (1927–2007): Die von ihm formulierte Regel „*Evolution is cleverer than you are*" ist als Orgels Regel bekannt geworden. Der in London geborene und seit 1964 in San Diego (Kalifornien) als Molekularbiologe tätige Chemiker Leslie Orgel war ein Anhänger jener Ursuppenhypothesen, die ein erstes selbstreplizierendes System aus Nukleinsäuren ohne Beteiligung von Proteinen und Enzymen annehmen (ORGEL, 1968). Damit war er ein Wegbereiter der später formulierten RNA-Welt-Hypothese von GILBERT (1986).

Manfred Eigen (1927–2019): Als wissenschaftliches Mitglied und späterer Direktor des Max-Planck-Instituts für physikalische Chemie in Göttingen entwickelte Manfred Eigen kinetische Methoden zur Untersuchung von schnellen chemischen Reaktionen. 1967 wurde er dafür mit dem Nobelpreis für Chemie ausgezeichnet. Später beschäftigte er sich mit Enzymreaktionen und der Mutationshäufigkeit von Nukleinsäuren. Die von ihm vorgeschlagenen Hyperzyklen sind ein Modell für die präbiotische Entstehung replikationsfähiger chemischer Systeme (EIGEN & SCHUSTER, 1979; EIGEN, 1971). Sie bestehen aus mehreren Einzelzyklen aus RNA und Proteinen, die sich in gegenseitiger Abhängigkeit produzieren und katalysieren. Dieses Modell gehört zur Gruppe der Ursuppenhypothesen. Wegen der synchronen Entstehung von Nukleinsäuren und Polypeptiden ergibt das den Weg A → ABC, sofern präbiotische Homochiralität stillschweigend angenommen wird.

Alexander Graham Cairns-Smith (1931–2016): Der schottische Chemiker und Molekularbiologe Cairns-Smith ist einer der radikalsten Kritiker der RNA-Welt und anderer Ursuppenhypothesen. In seinem Buch „*Seven Clues to the Origin of Life*" (CAIRNS-SMITH, 1985), das 1993 auch in deutscher Übersetzung erschienen ist, vertritt er die Ansicht, dass Tonminerale das erste replikationsfähige ‚Genmaterial' gewesen seien. Erst später sei die in ihnen gespeicherte Information auf organische Stoffe wie beispielsweise Nukleinsäuren übertragen worden. Wegen weitgehend fehlender experimenteller Befunde wird diese Hypothese des *genetic takeover* von der Mehrzahl der Abiogenese-Forschenden abgelehnt. Das erste Auftreten von Homochiralität steht bei dieser Hypothese nicht im Vordergrund, fortpflanzungsfähige mineralische Information soll aber schon vor dem ersten Stoffwechsel aufgetreten sein. Das entspräche den beiden alternativen Wegen C → AC → ABC oder C → BC → ABC.

Walter Gilbert (*1932): Er ist der Begründer der RNA-Welt-Hypothese (GILBERT, 1986; Abb. 19), wonach in einem frühen Stadium der Abiogenese die genetische Informationsübertragung durch RNA-Replikation in einer Nukleotid-Suppe erfolgt sein soll. Demnach wäre Nukleinsäure schon vor den ersten Polypeptiden und Proteinen entstanden (*information first*). Als Professor für Biochemie in Harvard entwickelte Walter Gilbert Methoden zur Bestimmung der Basensequenz in Nukleinsäuren und wur-

Abb. 19.
Walter Gilbert (*1932), der Begründer der RNA-Welt-Hypothese (Public-Domain-Bild der Regierung der Vereinigten Staaten von Amerika).

de dafür 1980 mit dem Nobelpreis ausgezeichnet. Seine RNA-Welt-Hypothese ist das von vielen, insbesondere US-amerikanischen Abiogenese-Forschern bevorzugte Szenario der Urzeugung in einem ‚kleinen warmen Teich'. Präbiotische Homochiralität wird dabei stillschweigend vorausgesetzt. Unter Berücksichtigung eventueller Prä-RNA-Welten entspricht diese Hypothese dem Weg A → AC → ABC.

Christian de Duve (1917–2013): Der belgische Biochemiker und Zellforscher Christian de Duve erhielt 1974 für seine Forschungen zur Funktionsweise der Zellen den Nobelpreis für Medizin. Die von ihm formulierte Hypothese der Thioester-Welt (De Duve, 1995) versucht zu erklären, woher die für den Aufbau von Biomolekülen erforderlichen Reduktionsäquivalente, das heißt die für die Reduktion benötigten Elektronen stammen, wenn die Uratmosphäre nicht selbst stark reduzierend war. Die durch Sonnen-UV-Strahlung präbiotisch gebildeten Thioester (Ester mit einem oder zwei Schwefelatomen) liefern den für die Reduktion von CO_2 und anderen oxidierten Bestandteilen der Uratmosphäre benötigten Wasserstoff. Durch die Reaktion mit Phosphat entstehen in weiterer Folge die molekularen Bausteine der RNA-Welt. Somit ist die Thioester-Welt von De Duve ein Modell für eine mögliche Prä-RNA-Welt. Da in diesem Modell ein chemoautotropher Stoffwechsel schon vor der komplementären Replikation von Genmaterial entstanden sein soll, ergibt das den Weg A → AB → ABC, sofern präbiotische Homochiralität angenommen wird.

Günter Wächtershäuser (*1938): Der Münchner Patentanwalt und Honorarprofessor für evolutionäre Biochemie Günter Wächtershäuser entwickelte in den 1980er Jahren seine Theorie der Eisen-Schwefel-Welt (Wächtershäuser, 1988, 1990a, b, 2000), wonach ein Oberflächen-Metabolismus auf den Kristallflächen von Pyrit die Reduktionsäquivalente für die Synthese organischer Moleküle zur Verfügung gestellt haben soll (*metabolism first*). Die Eleganz dieser Theorie liegt in dem Umstand, dass für diesen ersten Stoffwechsel kein Phosphat benötigt wird und die Homochiralität der ersten Biomoleküle eventuell auf die chirale Geometrie der involvierten Kristallflächen zurückzuführen ist, also zugleich mit dem ersten Stoffwechsel entstanden sein könnte. Replikationsfähiges Genmaterial hätte sich erst später gebildet. Wegen der möglicherweise synchronen Entstehung von Stoffwechsel und Homochiralität entspricht die Theorie von Wächtershäuser dem Weg AB → ABC.

Der Beitrag der Geowissenschaften

Diskussionen zum Problemkreis der Abiogenese und diesbezügliche Forschungen werden von Biochemikern und Molekularbiologen dominiert. Das gilt besonders für Fragen der Genetik, der Proteinsynthese und des frühen organischen Stoffwechsels. Andererseits haben auch Physiker zum besseren Verständnis der Energiebilanzen lebendiger System beigetragen (Schrödinger, 1944; Mast et al., 2010, 2013). Besonders das Homochiralitätsproblem war und ist eine interdisziplinäre Streitfrage. Forscher verschiedenster Disziplinen, wie zum Beispiel Elementarteilchenphysiker, Astrophysiker, Kometen- und Meteoritenforscher, Chemiker, Zellbiologen und Physiologen haben versucht, dieses Rätsel zu lösen, ohne dabei eine allgemein akzeptierte Antwort zu finden. Seit mehr als 170 Jahren (Pasteur, 1848) ist dieses Problem ungelöst.

In einem unlängst erschienenen Buch über mögliche Ursprünge der biomolekularen Homochiralität (Fujiki, 2019) befassen sich 16 Einzelbeiträge mit möglichen Szenarien der Chirogenese. Von den insgesamt über 45 Autorinnen und Autoren sind mehr als die Hälfte Chemiker, gefolgt von Elementarteilchenphysikern, Materialwissenschaftlern, Astrophysikern, Molekularbiologen und zwei Geowissenschaftlern (Ewald Hejl & Fritz Finger). Der interdisziplinäre Charakter dieses Forschungsthemas mit physikalisch-chemischem Schwerpunkt ist evident. Der Beitrag der Geowissenschaften ist einstweilen noch gering, zeigt jedoch eine steigende Tendenz. Ein gutes Beispiel für die Bedeutung der Geowissenschaften ist die Europäische Kometenmission Rosetta, die von 2014 bis 2016 den Kometen 67P/Churyumov-Gerasimenko erforscht hat (Möhlmann & Ulamec, 2014). Der aus Salzburg stammende Projektleiter der Landungseinheit Philae heißt Stephan Ulamec und ist ausgebildeter Geophysiker. Im Rahmen seiner Tätigkeit für die ESA beschäftigt er sich mit Analysen von Kometenmaterial und mit der Planung zukünftiger Raumfahrtprojekte zu Kometen und Asteroiden.

Wie schon eingangs erwähnt, konnte der Zeitraum, in dem die irdische Abiogenese stattfand, anhand geowissenschaftlicher Befunde auf die Zeit vor ca. 4 bis 3,5 Milliarden Jahren eingeengt werden. Isotopengeologische, geochemische, petrologische und paläontologische Methoden sind für die Erforschung der Frühzeit des Lebens auf der Erde unverzichtbar. Ohne die dadurch gewonnene, faktische Evidenz wäre es nie möglich, die Abiogenese und deren Rahmenbedingungen zu verstehen. Auch die Astrobiologie, die sich mit der Suche nach außerirdischem Leben im Allgemeinen und auf erdähnlichen Exoplaneten im Besonderen beschäftigt, benötigt geowissenschaftliche Erkenntnisse und Methoden. An der Entwicklung spezieller Detektoren für Raumsonden, die auf fremden Himmelskörpern nach Spuren von Leben suchen, werden auch Mineralogen und andere Geowissenschaftler beteiligt sein (siehe Giri et al., 2018). Manche Experimente und Hypothesen zur Chirogenese und zur Abiogenese im Allgemeinen basieren auf mineralogischem und petrologischem Fachwissen (Cairns-Smith, 1966, 1985; Wächtershäuser, 1988; Hejl & Finger, 2018). Da eine allgemein akzeptierte Lösung des Homochiralitätsproblems noch nicht gefunden wurde und eine terrestrische Chirogenese nicht ausgeschlossen werden kann, sind diesbezügliche Forschungsergebnisse aus dem Bereich der Geowissenschaften durchaus möglich.

Schlussbetrachtung

Bis auf weiteres müssen wir akzeptieren, dass die Erde der einzige Planet ist, von dem wir sicher wissen, dass er Leben beherbergt. Die schon eingangs erwähnte Einheitlichkeit des genetischen Codes und des genetischen Apparats (bestehend aus DNA, mRNA und tRNA) in allen bekannten Organismen ist ein sehr starkes Argument für die monophyletische Entstehung des irdischen Lebens. Etwaige konkurrierende Systeme waren entweder nie vorhanden oder sind schon sehr früh – eventuell in einer Prä-RNA-Welt – ausgestorben. Ob der genetische Apparat und andere molekularbiologische Grundstrukturen des irdischen Lebens in gesetzmäßiger, nahezu unausweichlicher Weise entstanden sind oder das Ergebnis eines extrem unwahrscheinlichen (seltenen) Zufalls sind, lässt sich nicht schlüssig beantworten. Wir wissen nicht, ob der genetische Apparat nur auf der Erde einheitlich ist oder ob er im wahrsten Sinn des Wortes universell, also auch auf anderen Himmelskörpern und in fernen Galaxien realisiert ist.

Eine ganz ähnliche Unsicherheit behaftet die biomolekulare Homochiralität. Wenn es stimmt, dass diese auf eine inhärente Asymmetrie der Materie zurückzuführen ist, würde man die gleiche molekularbiologische Asymmetrie (nur L-Aminosäuren und D-Zucker) im gesamten Kosmos erwarten, also auch bei extraterrestrischem Leben, das unabhängig von jenem der Erde entstanden ist. Im Falle einer stochastischen Entstehung der Homochiralität wäre jedoch zu erwarten, dass es im Universum ungefähr gleich viele Lebewelten mit jeweils rechten oder linken Enantiomeren einer bestimmten Molekülart gibt.

Trotz dieser großen Unsicherheiten sollte nicht der Eindruck entstehen, dass bezüglich der Abiogenese und des außerirdischen Lebens alles möglich ist und man eigentlich gar nichts weiß. Es gibt relativ viele Szenarien, die schon beim heutigen Wissensstand mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden können. So kann zum Beispiel in einer Welt, die nur aus Wasserstoff und Helium besteht, keine Kohlenstoffchemie, ja nicht einmal Wasser entstehen, und ohne Phosphor können sich keine Nukleinsäuren bilden. Daher scheiden die Atmosphären der Gasplaneten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun als Orte der Lebensentstehung mit sehr großer Wahrscheinlichkeit aus. Ähnlich wie die Sonne besteht Jupiter fast nur aus Wasserstoff und Helium (rund 75 Gew.-% H_2, 24 Gew.-% He). Methan, Ammoniak und Elemente höherer Ordnungszahl sind nur in Spuren vorhanden (Rauchfuß, 2005). Bemerkenswert ist der sehr geringe Wassergehalt, der weniger als das 10^{-4}-fache des molaren H_2-Gehalts beträgt (Niemann et al., 1996; Young et al., 1996). Die Wolken des Jupiters bestehen vor allem aus gefrorenem Ammoniak, jedoch nicht aus kondensiertem Wasser oder Eis.

Aus gleichem Grund können auch die Kugelsternhaufen im Halo der Milchstraße als Orte der Lebensentstehung ausgeschlossen werden (Abb. 20). Sie bestehen aus sehr alten Sternen, deren Material nicht aus rezyklierten Elementen ehemaliger Supernovae hervorgegangen ist, sondern sich schon unmittelbar nach dem Urknall gebildet hatte. Daher bestehen die Sterne der Kugelsternhaufen praktisch nur aus Wasserstoff und Helium. Sollten sie von Planetensystemen umgeben sein, könnte es sich dabei nur um Gasplaneten handeln, die gleichfalls nur aus Wasserstoff und Helium bestehen.

Abb. 20.
Kugelsternhaufen M80 im Sternbild Skorpion (Public-Domain-Bild der NASA, The Hubble Heritage Team). Die in diesem Sternhaufen enthaltenen, hunderttausenden Sterne und deren eventuell vorhandene Gasplaneten bestehen praktisch nur aus Wasserstoff und Helium. Gesteinsplaneten und Leben können in Kugelsternhaufen mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Die Suche nach extraterrestrischem Leben wird sich daher auf so genannte Gesteinsplaneten (engl. *rocky planets*) oder Monde konzentriertem müssen. Sie bestehen zu einem großen Teil aus Silikaten und enthalten alle lebensnotwendigen Elemente. Außerdem sollten flüssiges Wasser (eventuell ein Ozean) und eine Atmosphäre vorhanden sein. Zu den Kandidaten in unserem Sonnensystem gehören der Mars in seiner Frühzeit, sowie der Jupitermond Europa und der Saturnmond Titan (siehe Rauchfuß, 2005 und darin zitierte Literatur).

Die Entdeckung des ersten Exoplaneten (51 Pegasi b) in einem Orbit um einen sonnenähnlichen Stern gelang im Jahr 1995 dem Schweizer Astronomen Michel Mayor von der Universität Genf (Mayor & Queloz, 1995). 2019 erhielt er dafür den Nobelpreis für Physik. Exoplaneten sind planetare Himmelskörper, die um einen anderen Stern als die Sonne kreisen. Dieser erste von Mayor entdeckte Exoplanet ist jedoch ein Gasplanet, der für einen Umlauf um das Zentralgestirn nur vier Tage benötigt. Mit der Transitmethode wurden in den folgenden Jahren jedoch weitere Exoplaneten entdeckt. Bei dieser Methode werden mittels präziser Photometrie die periodischen Helligkeitsabsenkungen beim Vorbeizug eines Planeten vor dem Zentralgestirn gemessen. Bis zur Jahrtausendwende wurden bereits mehr als 50 Exoplaneten entdeckt – darunter auch ein paar erdähnliche Planeten, deren Bahnen in der habitablen Zone eines Planetensystems liegen. Es konnte gezeigt werden, dass nicht nur sonnenähnliche Sterne (Gelbe Zwerge, d.h. Hauptreihensterne der Spektralklasse G), sondern auch die wesentlich häufigeren Roten Zwerge von erdähnlichen, das heißt steinigen Planeten umkreist werden. Damit hat sich das Suchgebiet für außerirdisches Leben enorm vergrößert.

Den ganz großen Durchbruch brachte das im Jahr 2009 gestartete Weltraumteleskop Kepler, das bis 2013 mehr als 2.000 neue Exoplaneten nachweisen konnte. Bis heute sind mehr als 4.000 Exoplaneten in mehr als 3.000 Planetensystemen bekannt. Rund ein Viertel dieser Exoplaneten liegen in der habitablen Zone und nicht wenige erfüllen die Grundvoraussetzungen für einen Planeten mit Leben (steinige Zusammensetzung mit schweren chemischen Elementen, Wasser, Atmosphäre). Wenn der vom Weltraumteleskop Kepler untersuchte Ausschnitt des Sternenhimmels auf die gesamte Galaxis hochgerechnet wird, ergibt das mehrere Milliarden von Planeten, auf denen sich eventuell Leben entwickeln konnte. Dabei sind die vielen Milliarden fremden Galaxien außerhalb unserer Milchstraße noch gar nicht berücksichtigt. Da man aber nicht weiß, ob die Abiogenese ein einzigartiger, seltener, häufiger oder sehr häufiger Vorgang auf erdähnlichen Planeten ist, erlaubt auch diese große Zahl potenziell bewohnbarer Planeten noch keine seriöse Schätzung der Anzahl extraterrestrischer Lebewelten. Faktische Evidenz für Leben kennen wir einstweilen nur von der Erde. Mit einem einzigen Planeten kann man keine Statistik machen. Erst die Entdeckung von außerirdischem Leben oder eine entsprechende chemische Signatur in der Atmosphäre von Exoplaneten würde die Informationslage entscheidend verbessern.

Noch wesentlich schwerer zu beantworten ist die Frage nach der Existenz außerirdischer intelligenter Zivilisationen, die unter dem Kürzel SETI (*Search for Extraterrestrial Intelligence*) bekannt geworden ist. Zur Berechnung der anzunehmenden Anzahl derzeit existierender Zivilisationen in unserer Galaxis, die zu interstellarer Kommunikation befähigt sind, wurde die Drake-Formel entwickelt (siehe Casti, 1990; Rauchfuß, 2005). Sie umfasst acht Faktoren, von denen nur vier semiquantitativ bekannt sind, und zwar die Sternentstehungsrate, der Anteil der Sterne mit Planetensystem, der Anteil der Sterne mit bewohnbaren Zonen und die mittlere Anzahl der Planeten je Planetensystem mit günstigen Bedingungen für die Lebensentstehung. Der Größenwert der anderen vier Faktoren ist unbekannt. Wir kennen weder die Wahrscheinlichkeit, mit der sich Leben auf geeigneten Planeten bildet, noch den Anteil der Lebewelten, die zu intelligentem Leben führen. Auch der relative Anteil von Zivilisationen, die zu interstellarer Kommunikation befähigt sind, und die durchschnittliche Zeitspanne, die sie tatsächlich dafür aufwenden, sind unbekannt. Wenn man bedenkt, dass die drahtlose Telegraphie erst um das Jahr 1895 von Guglielmo Marconi (1874–1937) erfunden wurde, und man die seither verstrichenen 125 Jahre durch das Alter der Erde ($4{,}55 \cdot 10^9$) dividiert, erhält man $2{,}75 \cdot 10^{-8}$. Das ist die Wahrscheinlichkeit mit der man bei einer zufälligen Beprobung der Erde in ihrer bisherigen Geschichte intelligentes Leben, das zumindest theoretisch zu interstellarer Kommunikation befähigt ist, angetroffen haben könnte. Die Wahrscheinlichkeit, nur Cyanobakterien zu finden, ist ungefähr 10 Millionen Mal größer. Man mag hier zwar einwenden, dass unsere Zivilisation noch länger existieren wird und wir erst am Anfang einer sehr langen und grandiosen Entwicklung stehen, aber das ist nicht sicher.

Martin Quack von der ETH Zürich ist der Ansicht, dass man zuerst nach terrestrischer Intelligenz suchen und sich erst später dem SETI-Programm zuwenden sollte. Quack im O-Ton: „*One could argue that rather than addressing the very difficult project of a search for extraterrestrial intelligence, one should start with a "Search for Terrestrial Intelligence" (STI). Indeed, I have done personal researches in this direction. I have searched with political and religious leaders, scientists, university administrations, and so forth and was consistently disappointed. No terrestrial intelligence to be found anywhere.*" (Quack, 2014: 281).

Zu ganz ähnlichen Schlüssen kommt der emeritierte Professor für Geografie an der Universität Salzburg, Helmut Riedl, im Jahr 2012, indem er dem akademischen Zeitgeist bezüglich seiner Bildungsideale, seiner oftmals zu eng fokussierten Forschungsleistungen und der Überbewertung diverser Rankings eine unzureichende Selbstreflexion attestiert (Riedl, 2012). Mit diesen ernüchternden Befunden möchte ich meine Ausführungen zur chemischen Evolution und zum Ursprung des Lebens abschließen.

Dank

Mein Dank gilt dem Wissenschaftsfonds FWF (Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung, Sensengasse 1, 1090 Wien) für die Förderung des Forschungsprojektes P 30444-N28 (Fission tracks in enantiomorphic minerals as a putative key to biomolecular chirogenesis).

Literatur

Bailey, J. (2000): Astronomical sources of circularly polarized light and the origin of homochirality. – Origins of life and evolution of the biosphere, **31**, 167–183, Heidelberg (Springer).

Bailey, J., Chrysostomou, A., Hough, J.H., Gledhill, T.M., McCall, A., Clark, S., Ménard, F. & Tamura, M. (1998): Circular polarization in star-forming region: Implications for biomolecular homochirality. – Science, **281**, 672–674, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

Baumhauer, H. (1882): Ueber den Nephelin. – Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials, **6**, 209–216, Berlin (de Gruyter).

Baumhauer, H. (1891): Ueber die Krystallisation des Nephelin. – Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials, **18**, 611–618, Berlin (de Gruyter).

Berlakovich, J. (2007): Rechtsfahrordnung: Fahren wir auf der falschen Seite? – Die Presse. https://amp.diepresse.com/349088

Bibring, J.-P., Rosenbauer, H., Boenhardt, H., Ulamec, S., Biele, J., Espinasse, S., Feuerbacher, B., Gaudon, P., Hemmerich, B., Kletzkine, P., Moura, D., Mugnuolo, R., Nietner, G., Pätz, B., Roll, R., Scheuerle, H., Szegö, K., Wittmann, K. & Philae Project Office and The Entire Philae Team 9 (2007): The Rosetta Lander („Philae") investigations. – Space Science Reviews, **128**, 205–220, Heidelberg (Springer).

Blake, R.E., Chang, S.J. & Lepland, A. (2010): Phosphate oxygen isotopic evidence for a temperate and biologically active Archaean ocean. – Nature, **464**, 1029–1032, London (Macmillan Publishers).

Blichert-Toft, J., Arndt, N.T. & Ludden, J.N. (1996): Precambrian alkaline magmatism. – Lithos, **37**, 97–111, Amsterdam (Elsevier).

Boehnhardt, H., Bibring, J.-P., Apathy, I., Auster, H.U., Finzi, A.E., Goesmann, F., Klingelhöfer, G., Knapmeyer, M., Kofman, W., Krüger, H., Mottola, S., Schmidt, W., Seidensticker, K., Spohn, T. & Wright, I. (2017): The Philae lander mission and science overview. – Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, **375**, 1–20, London (Royal Society).

Bonner, W.A. (1995): Chirality and life. – Origins of Life and Evolution of the Biosphere, **25**, 175–190, Heidelberg (Springer).

Bonner, W.A., Kavasmaneck, P.R., Martin, F.S. & Flores, J.J. (1974): Asymmetric adsorption of alanine by quartz. – Science, **186**, 143–144, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

Borchers, A.T., Davis, P.A. & Gershwin, M.E. (2004): The asymmetry of existence: do we owe our existence to cold dark matter and the weak force? – Experimental Biology and Medicine, **229**, 21–32, Thousand Oaks, California (SAGE Publishing).

Brückner, H. & Westhauser, T. (2003): Chromatgraphic determination of L- and D-amino acids in plants. – Amino Acids, **24**, 43–55, Heidelberg (Springer).

Cairns-Smith, A.G. (1966): The origin of life and the nature of the primitive gene. – Journal of Theoretical Biology, **10**, 53–88, Amsterdam (Elsevier).

Cairns-Smith, A.G. (1985): Seven clues to the origin of life. A scientific detective story. – XII + 131 S., Cambridge (Cambridge University Press).

Casti, J.L. (1990): Verlust der Wahrheit – Streitfragen der Naturwissenschaften. – 688 S., München (Droemersche Verlagsanstalt Th. Knaur Nachf.).

Churchill, H., Teng, H. & Hazen, R.M. (2004): Correlation of pH-dependent surface interactions forces to amino acid adsorptions: implications for the origin of life. – American Mineralogist, **89**, 1048–1055, Chantilly, Virginia, USA (Mineralogical Society of America).

Cody, G.D., Boctor, N.Z., Filley, T.R., Hazen, R.M., Scott, J.H., Sharma, A. & Joder, H.S. (2000): Primordial carbonylated iron-sulfur compounds and the synthesis of pyruvate. – Science, **289**, 1337–1340, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science). https://dx.doi.org/10.1126/science.289.5483.1337

Dawson, J.B., Pinkerton, H., Norton, G.E. & Pyle, D.M. (1990): Physicochemical properties of alkali carbonatite lavas. Data from the 1988 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania. – Geology, **18**, 260–263, Boulder, Colorado (Geological Society of America).

De Duve, C. (1995): Aus Staub geboren: Leben als kosmische Zwangsläufigkeit. – 549 S., Heidelberg (Spektrum).

Dryzun, C., Mastai, Y., Shvalb, A. & Avnir, D. (2009): Chiral silicate zeolites. – Journal of Materials Chemistry, **19**, 2062–2069, Cambridge (Royal Society of Chemistry). https://dx.doi.org/10.1039/b817497k

Eigen, M. (1971): Self-organization of matter and the evolution of biological macromolecules. – Naturwissenschaften, **58**, 465–523, Heidelberg (Springer).

Eigen, M. & Schuster, P. (1979): The Hypercycle. A Principle of Natural Self-Organization. – 92 S., Berlin (Springer).

Fenn, P.M. (1986): On the origin of graphic granite. – American Mineralogist, **71**, 325–330, Chantilly, Virginia (Mineralogical Society of America).

Ferris, J.P., Hill, A.R., Liu, R. & Orgel, L. (1996): Synthesis of long prebiotic oligomers on mineral surfaces. – Nature, **381**, 59–61, London (Macmillan Publishers).

Frondel, C. (1978): Characters of quartz fibers. – American Mineralogist, **63**, 17–27, Chantilly, Virginia (Mineralogical Society of America).

Fujiki, M. (Ed.) (2019): Possible Scenarios for Homochirality on Earth. – 306 S., Basel (MDPI).

Gilbert, W. (1986): The RNA world. – Nature, **319**, 618, London (Macmillan Publishers).

Giri, C., Jia, T., Cleaves, H.J., Usui, T., Bodas, T., Carr, C., Chen, H., Fujii, Y., Furukawa, Y., Genda, H., Gillams, R.J., Hamano, K., Kameda, S., Krishnamurthy, R., Meinert, C., Meringer, M., Paknikar, K., Rajamani, S., Shivaji, S., Steele, A., Taniguchi, M., Yabuta, H. & Yamagishi, A. (2018): Life-detection technologies for the next two decades. – White paper submitted to the National Academy of Sciences in support of the Astrobiology Science Strategy for the Search for Life in the Universe, arXiv:1810.06026 [astro-ph.EP].

Goesmann, F., Rosenbauer, H., Roll, R., Szopa, C., Raulin, F., Sternberg, R., Israel, G., Meierhenrich, U., Thiemann, W. & Muñoz Caro, G.M. (2007): COSAC, the cometary sampling and composition experiment on Philae. – Space Science Reviews, **128**, 257–280, Heidelberg (Springer).

Goesmann, F., Rosenbauer, H., Bredehöft, J.H., Cabane, M., Ehrenfreund, P., Gautier, T., Giri, C., Krüger, H., le Roy, L., MacDermott, A.J., McKenna-Lawlor, S., Meierhenrich, U.J., Munoz Caro, G.M., Raulin, F., Roll, R., Steele, A., Steininger, H., Sternberg, R., Szopa, C., Thiemann, W. & Ulamec, S. (2015): Organic compounds on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko revealed by COSAC mass spectrometry. – Science, **349**/6247, aab0689, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science). https://dx.doi.org/10.1126/science.aab0689

Goldberg, S.I., Crosby, J.M., Iusem, N.D. & Younes, U.E. (1987): Racemic origins of the stereochemically homogeneous biosphere. Biased stereoselectivities in the formation of oligomeric peptides. – Journal of the American Chemical Society, **109**, 823–830, Washington, D.C. (ACS).

Haldane, J.B.S. (1928): The Origin of Life. – Rationalist Annual, **148**, 3–10, London.

Hazen, R.M. (2004): Chiral crystal faces of common rock-forming minerals. – In: Palyi, G., Zucchi, C. & Caglioti, L. (Hrsg.): Progress in Biological Chirality, Chapter 11, 137–151, New York (Elsevier).

Hazen, R.M. (2006): Mineral surfaces and the prebiotic selection and organization of biomolecules. – American Mineralogist, **91**, 1715–1729, Chantilly, Virginia (Mineralogical Society of America).

Hejl, E. (2016): First observation of etched uranium fission tracks in nepheline by Hermann Traube (1895)? – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **162**, 83–90, Wien.

Hejl, E. (2017): Are fission-tracks in enantiomorphic minerals a key to the emergence of homochirality? – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **194**, 97–106, Stuttgart (Schweizerbart).

Hejl, E. & Finger, F. (2018): Chiral proportions of nepheline originating from low-viscosity alkaline melts. A pilot study. – Symmetry, **10**, 410, Basel (MDPI). https://dx.doi.org/10.3390/sym10090410

Heritsch, H. (1953): Die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen in Schriftgraniten. – Tschermak´s Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **3**, 115–125, Wien (Springer).

Hess, P.C. (1971): Polymer model of silicate melts. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **35**, 289–306, Amsterdam (Elsevier).

Hess, P.C. (1980): Polymerization model for silicate melts. – In: Hargraves, R.B. (Hrsg.): Physics of Magmatic Properties, 3–48, Princeton (Princeton University Press).

Holm, N.G. (1992): Why are hydrothermal systems proposed as a plausible environment for the origin of life? – In: Holm, N.G. (Hrsg.): Marine Hydrothermal Systems and the Origin of Life, 5, Dordrecht (Kluwer).

HUBER, C. & WÄCHTERSHÄUSER, G. (1998): Peptides by activation of amino acids with CO on (Ni,Fe)S surfaces: implications for the origin of life. – Science, **281**, 670–672, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science). https://dx.doi.org/10.1126/science.281.5377.670

IDELSON, M. & BLOUT, E.R. (1958): Polypeptides. XVIII. A kinetic study of the polymerization of amino acid N-carboxyanhydrides initiated by strong bases. – Journal of the American Chemical Society, **80**, 2387–2393, Washington, D.C. (ACS).

KLABUNOVSKII, E. (2001): Can enantiomorphic crystals like quartz play a role in the origin of homochirality on earth? – Astrobiology, **1**, 127–131, New Rochel, NY (Mary Ann Liebert).

KLABUNOVSKII, E. & THIEMANN, W. (2000): The role of quartz in the origin of optical activity on Earth. – Origins of Life and Evolution of Biospheres, **30**, 431–434, Heidelberg (Springer).

KOEBERL, C. (2006): The record of impact processes on the early Earth – a review of the first 2.5. billion years. – In: REIMOLD, W.U. & GIBSON, R.L. (Hrsg.): Processes of the Early Earth, Geological Society of America Special Paper, **405**, 1–22, Boulder (Geological Society of America).

KONDEPUDI, D.K. & ASAKURA, K. (2001): Chiral autocatalysis, spontaneous symmetry breaking, and stochastic behavior. – Accounts of Chemical Research, **34**, 946–954, Washington, D.C. (American Chemical Society).

KONDEPUDI, D.K., KAUFMANN, R.J. & SINGH, N. (1990): Chiral symmetry breaking in sodium chlorate crystallization. – Science, **250**, 275–276, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

KOSHLAND, D.E. (2002): The seven pillars of life. – Science, **295**, 2215, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

LAHAV, N., WHITE, D. & CHANG, S. (1978): Peptide formation in the prebiotic era: Thermal condensation of glycine in fluctuating clay environments. – Science, **201**, 67–69, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

LEE, T.D. & YANG, C.N. (1956): Question of parity conservation in weak interaction. – Physical Review, **104**, 254–258, College Park, Maryland (American Physical Society).

LEMMLEIN, G.G. (1973): Morphology and Genesis of Crystals. – 327 S., Moskau (Nauka Publisher). [auf Russisch]

LEPLAND, A., ARRHENIUS, G. & CORNELL, D. (2002): Apatite in early Archean Isua supracrustal rocks, southern West Greenland: its origin, association with graphite and potential as a biomarker. – Precambrian Research, **118**, 221–241, Amsterdam (Elsevier).

LUISI, P.L. (1998): About various definitions of life. – Origins of Life and Evolution of Biospheres, **28**, 613–622, Heidelberg (Springer).

LUISI, P.L. & VARELA, F.J. (1990): Self-replication micelles: A chemical version of minimal autopietic system. – Origins of Life and Evolution of Biospheres, **19**, 633–643, Heidelberg (Springer).

MASON, S.F. & TRANTER, G.E. (1983): The parity-violating energy difference between enantiomeric molecules. – Chemical Physics Letters, **94**, 34–37, Amsterdam (Elsevier).

MAST, C., OSTERMAN, N. & BRAUN, D. (2010): Disequilibrium first: the origin of life. – Journal of Cosmology, **10**, 3305–3314, Cambridge, Massachusetts (Cosmology Science Publishers).

MAST, C., MÖLLER, F.M. & BRAUN, D. (2013): Lebendiges Nichtgleichgewicht. Unter welchen physikalischen Bedingungen kann Leben entstehen? – Physik Journal, **12**/10, 29–35, Weinheim (Wiley-VCH).

MAYOR, M. & QUELOZ, D. (1995): A Jupiter-mass companion to a solar-type star. – Nature, **378**, 355–359, London (Macmillan Publishers).

MEIERHENRICH, U.J. (2008): Amino Acids and the Asymmetry of Life. – XII + 241 S., Heidelberg (Springer).

MEIERHENRICH, U.J. (2009): Spuren aus dem Weltraum: Aminosäuren und die Entstehung des Lebens. – Chemie in unserer Zeit, **43**, 204–209, Weinheim (Wiley-VCH). https://dx.doi.org/10.1002/ciuz.200900482

MEIERHENRICH, U.J. (2015): Comets and their Origin: The Tool to Decipher a Comet. – XXX + 352 S., Weinheim (Wiley-VCH).

MEIERHENRICH, U.J., NAHON, L., ALCARAZ, C., BREDEHÖFT, J.H., HOFFMANN, S.V., BARBIER, B. & BRACK, A. (2005): Asymmetric vacuum UV photolysis of the amino acid leucine in the solid state. – Angewandte Chemie – International Edition, **44**, 5630–5634, Weinheim (Wiley-VCH).

MEINERT, C., MYRGORODSKA, I., DE MARCELLUS, P., BUHSE, T., NAHON, L., HOFFMANN, S.V., LE SERGEANT D'HENDECOURT, L. & MEIERHENRICH, U.J. (2016): Ribose and related sugars from ultraviolet irradiation of interstellar ice analogs. – Science, **352**, 208–212, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

MILLER, S.L. (1953): A production of amino acids under possible primitive earth conditions. – Science, **117**, 528–529, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

MILLER, S.L. & UREY, H.C. (1959): Organic compound synthesis on the primitive earth. – Science, **130**, 245–251, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

MODICA, P., MEINERT, C., DE MARCELLUS, P., NAHON, L., MEIERHENRICH, U.J. & LE SERGEANT D'HENDECOURT, L. (2014): Enantiomeric excess induced in amino acids by ultraviolet circularly polarized light irradiation of extraterrestrial ice analogs: a possible source of asymmetry for prebiotic chemistry. – Astrophysical Journal, **787**, 1–11, Washington, D.C. (American Astronomical Society).

MÖHLMANN, D. & ULAMEC, S. (2014): Raumsonde Rosetta: Die abenteuerliche Reise zum unbekannten Kometen. Das Buch zur Mission. – 159 S., Stuttgart (Franckh-Kosmos Verlag).

MOJZSIS, S.J., ARRHENIUS, G., MCKEEGAN, K.D., HARRISON, T.M., NUTMAN, A.P. & FRIEND, C.R.L. (1996): Evidence for life on Earth before 3800 million years ago. – Nature, **384**, 55–59, London (Macmillan Publishers).

MUÑOZ CARO, G.M., MEIERHENRICH, U.J., SCHUTTE, W.A., BARBIER, B., ARCONES SEGOVIA, A., ROSENBAUER, H., THIEMANN, W.H.-P., BRACK, A. & GREENBERG, J.M. (2002): Amino acids from ultraviolet irradiation of interstellar ice analogues. – Nature, **416**, 403–406, London (Macmillan Publishers).

MYRGORODSKA, I., MEINERT, C., MARTINS, Z., LE SERGEANT D'HENDECOURT, L. & MEIERHENRICH, U. (2016a): Quantitative enantioseparation of amino acids by comprehensive two-dimensional gas chromatography applied to non-terrestrial samples. – Journal of chromatography, A, **1433**, 131–136, Amsterdam (Elsevier).

MYRGORODSKA, I., JAVELLE, T., MEINERT, C. & MEIERHENRICH, U.J. (2016b): Enantioselective gas chromatography in search of the origin of biomolecular asymmetry in outer space. – Israel Journal of Chemistry, **56**, 1016–1026, Weinheim (Wiley-VCH).

NAGATA, Y., FUJIWARA, T., KAWAGUCHI-NAGATA, K., FUKUMORI, Y. & YAMANAKA, T. (1998): Occurrence of peptidyl D-amino acids in soluble fractions of several eubacteria, archaea and eukaryotes. – Biochimica et Biophysica Acta, **1379**, 76–82, Amsterdam (Elsevier).

NIELSEN, P.E., EGHOLM, M., BERG, R.H. & BUCHARDT, O. (1991): Sequence-selective recognition of DNA by strand displacement with a thymine-substituted polyamide. – Science, **254**, 1497–1500, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

NIEMANN, H.B., ATREYA, S.K., CARIGNAN, G.R., DONAHUE, T.M., HABERMAN, J.A., HARPOLD, D.N., HARTLE, R.E., HUNTEN, D.M., KASPRZAK, W.T., MAHAFFY, P.R., OWEN, T.C., SPENCER, N.W. & WAY, S.H. (1996): The Galileo probe mass spectrometer: composition of Jupiter's atmosphere. – Science, **272**, 846–849, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

Ohtomo, Y., Kakegawa, T., Ishida, A., Nagase, T. & Rosing, M.T. (2014): Evidence for biogenic graphite in early Archean Isua metasedimentary rocks. – Nature Geoscience, **7**, 25–28, London (Nature Publishing Group).

Oparin, A.I. (1924): Der Ursprung des Lebens [in russischer Sprache: *Произхождение жизни*]. – 270 S., Moskau (Moskovskiy Rabochii).

Oparin, A.I. (1936): Die Entstehung des Lebens auf der Erde [in russischer Sprache: *Возникновение жизни на Земле*]. – 495 S., Moskau (Verlag der Akademie der Wissenschaften der UdSSR).

Orgel, L.E. (1968): Evolution of the genetic apparatus. – Journal of Molecular Biology, **38**, 381–393, Amsterdam (Elsevier).

Palache, C., Bermann, G.B. & Frondel, C. (1962): Relative frequencies of left and right quartz. – In: Frondel, C. (Hrsg.): The System of Mineralogy, 17, New York (John Wiley & Sons).

Pasteur, L. (1848): Recherches sur les relations qui peuvent exister entre la forme cristalline, la composition chimique et le sens de la polarisation rotatoire. – Annales de Chimie et de Physique, 3° série, **24**, 442–459, Paris.

Pizzarello, S., Zolensky, M. & Turk, K.A. (2003): Nonracemic isovaline in the Murchison meteorite: Chiral distribution and mineral association. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **67**, 1589–1595, Amsterdam (Elsevier).

Quack, M. (2014): On biomolecular homochirality as a quasi-fossil of the evolution of life. – Advances in Chemical Physics, **157**, 247–291, Hoboken, New Jersey (John Wiley & Sons). https://dx.doi.org/10.1002/9781118959602.ch18

Rauchfuß, H. (2005): Chemische Evolution und der Ursprung des Lebens. – XII + 401 S., Berlin–Heidelberg (Springer).

Riedl, H. (2012): Wider den Zeitgeist. – 112 S., Wiener Neustadt (Selbstverlag H. Riedl).

Schidlowski, M. (1988): A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. – Nature, **333**, 313–318, London (Macmillan Publishers).

Schopf, J.W. (1993): Microfossils of the Early Archean Apex chert: new evidence of the antiquity of life. – Science, **260**, 640, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science). https://dx.doi.org/10.1126/science.260.5108.640

Schrödinger, E. (1944): What is life? The physical aspect of the living cell. – 194 S., Cambridge (Cambridge University Press).

Shapiro, R. (2000): The homopolymer problem in the origin of life. – Origins of Life and Evolution of the Biosphere, **30**, 243–244, Heidelberg (Springer).

Sowerby, S.J., Edelwith, M. & Heckl, W.M. (1998): Self-assembly at the prebiotic solid-liquid interface: Structures of self-assembled monolayers of adenine and guanine bases formed on inorganic surfaces. – Journal of Physical Chemistry, **102**, 5914–5922, Washington, D.C. (American Chemical Society).

Stasiuk, M.V. & Jaupart, C. (1997): Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions. – Journal of Volcanology and Geothermal Research, **78**, 31–50, Amsterdam (Elsevier).

Strecker, A. (1850): Ueber die künstliche Bildung der Milchsäure und einen neuen, dem Glycocoll homologen Körper. – Annalen der Chemie und Pharmacie, **75**, 27–45, Heidelberg. https://dx.doi.org/10.1002/jlac.18500750103

Takahashi, J. & Kobayashi, K. (2019): Origin of terrestrial bioorganic homochirality and symmetry breaking in the universe. – Symmetry, **11**, 919–929, Basel (MDPI). https://dx.doi.org/10.3390/sym11070919

Traube, H. (1895): Beiträge zur Kenntnis des Nephelins und des Davyns. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, IX Beilage-Band, 466–479, Stuttgart.

Wächtershäuser, G. (1988): Before enzymes and templates: theory of surface metabolism. – Microbiology Reviews, **52**, 452–484, Washington, D.C. (American Society for Microbiology).

Wächtershäuser, G. (1990a): Evolution of the first metabolic cycles. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **87**, 200–204, Washington, D.C.

Wächtershäuser, G. (1990b): The case for the chemoautotrophic origin of life in an iron-sulphur world. – Origins of Life and Evolution of Biospheres, **20**, 173–176, Heidelberg (Springer).

Wächtershäuser, G. (1991): Biomolecules: The origin of the optical activity. – Medical Hypotheses, **36**, 307–311, Amsterdam (Elsevier).

Wächtershäuser, G. (2000): Life as we don't know it. – Science, **289**, 1307–1308, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

Wald, G. (1957): The origin of optical activity. – Annals of the New York Academy of Sciences, **69**, 352–368, New York (Wiley).

Walsh, M.M. & Lowe, D.R. (1985): Filamentous microfossils from the 3,500-Myr-old Onverwacht Group, Barberton Mountain Land, South Africa. – Nature, **314**, 530–532, London (Macmillan Publishers).

Watson, J.D. & Crick, F. (1953): Molecular Structure of Nucleic Acids: A structure for Deoxyribose Nucleic Acid. – Nature, **171**, 737–738, London (Macmillan Publishers).

Weiss, A. (1981): Replikation und Evolution in anorganischen Systemen. – Angewandte Chemie, **93**, 843–845, Weinheim (Wiley-VCH).

Westall, F., Hickman-Lewis, K., Hinman, N., Gautret, P., Campbell, K.A., Bréhéret, J.G., Foucher, F., Hubert, A., Sorieul, S., Dass, A.V., Kee, T.P., Georgelin, T. & Brack, A. (2018): A hydrothermal-sedimentary context for the origin of life. – Astrobiology, **18**/3, 259–293, New Rochel, New York (Mary Ann Liebert). https://dx.doi.org/10.1089/ast.2017.1680

Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H. & Graham, C.M. (2001): Evidence for detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. – Nature, **409**, 175–178, London (Macmillan Publishers).

Wu, C.S., Ambler, E., Hayward, R.W., Hoppes, D.D. & Hudson, R.P. (1957): Experimental test of parity conservation in beta decay. – Physical Review, **105**, 1413–1415, College Park, Maryland (American Physical Society).

Xu, H., Zhang, J., Yu, T., Rivers, M., Wang, Y. & Zhao, S. (2015): Crystallographic evidence for simultaneous growth in graphic granite. – Gondwana Research, **27**, 1550–1559, Amsterdam (Elsevier).

Yamagata, Y. (1966): A hypothesis for the asymmetric appearance of biomolecules on earth. – Journal of Theoretical Biology, **11**, 495–498, Amsterdam (Elsevier).

Yamagata, Y., Watanabe, H., Saitoh, M. & Namba, T. (1991): Volcanic production of polyphosphates and its relevance to prebiotic evolution. – Nature, **352**, 516–519, London (Macmillan Publishers).

Young, R.E., Smith, M.A. & Sobeck, C.K. (1996): Galileo Probe: In-situ observations on Jupiter's atmosphere. – Science, **272**, 837–838, Washington, D.C. (American Association for the Advancement of Science).

Eingelangt: 9. Jänner 2020, angenommen: 13. August 2020

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 451–521 | Wien, Dezember 2020

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2017–2020

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte" BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue" UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbach auf Blatt 21 Horn

DAVID HEUSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Waldviertel in Niederösterreich westlich des Kamp zwischen Stiefern und Schiltern im Bereich von Klopfhartsberg (Kote 430) – Schmalzberg – Hiesberg (Kote 414) – Reitberg (Kote 416) (von Nord nach Süd). Nach Süden reicht das Gebiet bis zur Südgrenze des Blattes 21 Horn, nördlich wird es durch den Stiefernbach begrenzt. Diese Kartierung ergänzt die aktuellen Kartierungen von Reinhard Roetzel und Manfred Linner auf Blatt 21 Horn.

Der Hauptfokus der vorliegenden Arbeit bestand in der genaueren Kartierung des als Rehberg-Amphibolit bezeichneten Amphibolit-Zuges. Dieser wurde bereits durch die geologischen Aufnahmen von FUCHS (1968) kartiert und weiter von FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976), MONTAG & HÖCK (1993) sowie HÖCK et al. (1997) bearbeitet.

Dieser Bericht fasst die Geländebeobachtungen zusammen, mitsamt einer kurzen Beschreibung der Lithologien und Strukturen. Neben der Arbeit im Gelände wurden Dünnschliffe von Proben aus dem Kartierungsgebiet ausgewertet und zur zusätzlichen petrografischen Charakterisierung der Lithologien verwendet.

Geologischer Überblick

Die kartierten Gesteinseinheiten befinden sich östlich des Gföhl-Gneises und westlich der Moldanubischen Überschiebung am östlichen Rand des Moldanubikums, das mit dem östlich angrenzenden, tektonisch tiefer liegenden Moravikum den Südostrand der Böhmischen Masse aufbaut.

Neben quartären Sedimentkörpern (Löss, Solifluktionsablagerungen, Bach- und Flussablagerungen) treten im Kartierungsgebiet allein Gesteine des Moldanubikums zu Tage. Der hier auftretende Amphibolit-Zug wurde von HÖCK et al. (1997) als Rehberg-Ophiolith bezeichnet, um seine unterschiedliche Entstehung im Vergleich zu anderen Amphibolit-Komplexen des östlichen Moldanubikums hervorzuheben. Der Amphibolit-Zug und zugehörige Lithologien werden hier als Rehberg-Komplex zusammengefasst und vom umgebenden Paragesteinskomplex unterschieden.

Strukturen

Die Foliation im Kartierungsgebiet fällt unterschiedlich steil (Fallwerte 04° bis 67°) nach Westen ein (Südwesten bis Nordwesten, Fallrichtung-Mittelwert 274°), im nördlichen Teil (Klopfhartsberg, Übeleck) relativ einheitlich nach West–Nordwest. Die Streckungslineation streicht mehrheitlich Südwest–Nordost (Fallrichtung-Mittelwert 231°, Fallwerte 01° bis 55°).

Bis auf vereinzelte isoklinale Falten in den Glimmerschiefern im östlichen Teil des Kartierungsgebietes und sehr

komplexe Faltung in den Serpentinit-Körpern und direkt angrenzenden Amphiboliten (Aufschluss westlich Stiefern: Koordinaten in UTM33N RW: 549587, HW: 5375819) konnten keine Falten oder Störungen nachgewiesen werden. Bei den Isoklinalfalten entspricht das Einfallen der Faltenschenkel dem Einfallen der Foliation und die Orientierung der Faltenachsen mehr oder weniger der Lineation. In den Glimmerschiefern konnten vereinzelt SC-Gefüge identifiziert werden. In diesen wenigen Beobachtungen konnte sowohl SC-Gefüge mit einem Schersinn Top-nach-NE als auch Top-nach-SW (Nähe Jägerkreuz, UTM33N RW: 549521, HW: 5375270) gefunden werden.

Rehberg-Komplex

Serpentinit

Serpentinit tritt im Kartierungsgebiet in unterschiedlich großen Körpern und Linsen auf, meist in der Nähe des liegenden Kontakts zwischen Amphibolit und Glimmerschiefern bzw. Paragneisen. Große Körper befinden sich am Klopfhartsberg, hangend zu Paragneis und liegend zu Amphibolit sowie auf der Anhöhe östlich des Reitberges, dort hangend zu Amphibolit. Kleinere Linsen befinden sich am Klopfhartsberg in nordöstlicher Fortsetzung des großen Körpers als Einschaltungen in Amphibolit, zum Teil auch Paragneis. Am Hiesberg und am Reitberg sowie südlich vom Amaißtal sind sie jeweils im Amphibolit beziehungsweise in der Wechsellagerung Amphibolit-Paragneis zu finden. Am Dürnitzbühel (Kote 374), am südlichen Blattrand, befindet sich an der Straße nach Schiltern ein weiterer großer Serpentinit-Körper, der dort im Liegenden von Amphibolit positioniert ist.

Die Serpentinite sind fast überall stark verwittert und zum Teil ist eine Umwandlung in Chalcedon zu erkennen. Sie lassen sich durch meist orange, aber auch rote und weiße Verwitterungsfarben gut von anderen Lithologien unterscheiden. Beim Aufschlagen sind nur selten auf den Bruchflächen noch dunklere und grüne Bereiche zu sehen. Die Lesesteine sind sehr knollig und das Gefüge chaotisch, teilweise ist die chaotische Faserung der Serpentine mit der Lupe gut zu erkennen. Eine Foliation ist nur selten sichtbar.

Am Klopfhartsberg, westlich und nördlich des Gipfels, sind die Serpentinite jedoch weniger stark verwittert. Insbesondere entlang der Forststraße nach Stiefern und im darunterliegenden Graben westlich des Gipfels sind viele sehr schöne Aufschlüsse zu finden. Die Serpentinite sind hellgrün bis schwarz, zeigen jedoch ebenfalls ein chaotisches Gefüge und Serpentine sind mit der Lupe zu erkennen. Neben sehr feinkörnigen Serpentinen konnte in den Serpentiniten im Dünnschliff Tremolit, teilweise als Porphyroblasten, opake Phasen, Orthopyroxen und in einer Probe relativ viel Kalzit gefunden werden. Einige kryptokristalline Bereiche konnten auch mit dem Mikroskop nicht näher bestimmt werden.

Das Einfallen der Foliation der Serpentinite entspricht dem üblichen Einfallen der Lithologien nach Westen (WSW bis WNW) mit unterschiedlichen Fallwinkeln. Eine Ausnahme bildet das Serpentinit-Vorkommen am Hiesberg, wo die Foliation einheitlich nach Südwesten einfällt. Innerhalb der Serpentinite treten Lagen von Tremolitfels und Talkschiefer auf, die nachfolgend noch näher beschrieben werden.

Hornblendit

An einem Aufschluss im Graben südwestlich des Klopfhartsberges (RW: 549265, HW: 5375332) und in Lesesteinen am Weg oberhalb (RW: 549287, HW: 5375332) findet man komplett schwarzen, schweren, grobkörnigen Hornblendit. Dieses sehr harte Gestein beinhaltet fast nur Hornblende, wenig bis keinen Plagioklas, Epidot, sehr viel Spinell (Hercynit) und opake Phasen. Foliation oder Lineation sind nicht zu erkennen.

Tremolitfels und Talkschiefer

Immer wieder sind in Scherzonen im und in der Nähe von Serpentinit hellgrüne bis weiße Tremolitfelse und silbrig-weiße Talk- und Talk-Tremolitschiefer eingeschaltet. Erstere bestehen hauptsächlich aus Tremolit, mitunter mit Talk (vor allem auf Foliationsflächen), Aktinolith, opaken Phasen oder Amphibol. Einige bis zu wenige Zentimeter mächtige Lagen sind sehr talkreich, welche sich als silbrig-weiße Talk-Tremolitschiefer von der Hauptmasse der Tremolitfelse unterscheiden lassen. Die Talkschiefer-Lagen führen keinen Amphibol.

Das Gefüge ist oft chaotisch, aber zum Teil auch stark geregelt. Teilweise sind an den Foliationsflächen 1–3 mm große Amphibol-Nadeln zu sehen. Diese liegen kreuz und quer innerhalb der Foliationsfläche.

In den Weingärten am Hiesberg und am Reitberg sowie im Graben westlich der Kirche von Unterreith lassen sich Talkschiefer und Tremolitfelse in den Lesesteinen in allen Variationen gut beobachten. Weiter südlich konnten sie nur in einem Aufschluss nordwestlich des Dürnitzbühel festgestellt werden (RW: 547324, HW: 5372433). In den Serpentinit-Körpern am Klopfhartsberg konnten keine Tremolitfelse oder Talkschiefer gefunden werden.

Die Foliation der Tremolitfelse und Talkschiefer fällt in den meisten Aufschlüssen, an denen diese gemessen werden konnte, relativ einheitlich nach Südwesten ein und weicht damit etwas vom Einfallen der übrigen Lithologien ab.

Metagabbro

Metagabbro tritt in Lagen und Linsen in Nähe der Serpentinite im östlichen Teil des Rehberg-Komplexes auf. Einerseits sind die im Amphibolit eingelagerten Linsen nur wenige Zentimeter dick und stark alteriert, der Plagioklas teilweise vollständig saussuritisiert, andererseits aber mehrere Meter mächtig und kaum alteriert. Die auf der Karte darstellbaren Metagabbros am Nordrand des großen Serpentinit-Körpers am Klopfhartsberg und südwestlich der Serpentinit-Linse am Hiesberg sind zum Teil sehr grobkörnig mit Korngrößen von über einem Zentimeter und bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Hornblende. Teilweise kommen Quarz, Titanit, Apatit und opake Phasen vor. Klinopyroxen ist, wenn überhaupt, nur in Relikten vorhanden und meist vollständig von Hornblende- und Aktinolith-Pseudomorphosen ersetzt. Die Metagabbro-Vorkommen am Klopfhartsberg zeigen zum Teil eine deutliche Foliation. In den Vorkommen am Hiesberg und am Reitberg ist diese nicht immer zu erkennen und die Gesteine erscheinen makroskopisch undeformiert. Im Dünnschliff kann man jedoch häufig entlang der Korngrenzen Bulging und Subgrain-Bildung erkennen. Besonders grobkörnige Metagabbros sind am Hiesberg bei Reith zu fin-

den (RW: 548652, HW: 5373806). Südlich vom Amaißtal ist Metagabbro sehr verbreitet. Es konnten dort allerdings nur maximal Dezimeter große Lagen und Linsen gefunden werden, die ebenfalls stärker deformiert sind als die Metagabbros am Hiesberg und Reitberg.

Amphibolit

Schwarze bis dunkelgrüne, fein bis mittelkörnige Amphibolite durchziehen den zentralen Bereich des Kartierungsgebietes von SSW nach NNE. Die Amphibolite zeigen eine relativ hohe lithologische Variabilität im Kartierungsgebiet. Meistens sind sie dunkel, feinkörnig, sehr homogen und nicht gebändert (z.B. im Ortsgebiet von Oberreith, RW: 548343, HW: 5373951). Sie bestehen in diesem Fall fast ausschließlich aus Amphibol und Plagioklas sowie wenig opaken Phasen und seltener auch Titanit. Im Dünnschliff sind die Amphibole grün, meist mit einem deutlichen Pleochroismus von gelbgrün bis blaugrün. Die Amphibolite brechen durch die sehr ebene Foliation plattig und sind nur selten schiefrig oder gefaltet. An schiefrigen Stellen zeigen sie eine grünlichere Färbung und Chlorit ist erkennbar. Die Foliation fällt unterschiedlich steil nach Westen ein, teilweise einheitlich nach WSW oder WNW.

Recht häufig sind in den Amphiboliten auch feinkörnige, hellere Lagen zu finden, die einen höheren Plagioklas-Anteil und mitunter Quarz besitzen. Stellenweise wechseln im Zentimeter-Bereich amphibolreiche Lagen mit plagioklasreichen Lagen. Diese gebänderten Amphibolite sind besonders schön in einem Graben nordöstlich von Oberreith zu sehen (RW: 548321, HW: 5374272). Auch eine deutliche Variation der Korngrößen im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich ohne Änderung der Mineralogie konnte als Ursache der Bänderung beobachtet werden.

Nördlich des Klopfhartsberges, in Nachbarschaft zu den Serpentinit-Linsen, zeigen die Amphibolite vermehrt mehrere Zentimeter breite, hellgrüne, epidotreiche Lagen (RW: 549587, HW: 5375819). Diese enthalten auch Kalzit. Die Amphibolite und die Epidot-Lagen sind komplex gefaltet und es treten Quarzmobilisate auf. Am Westende des Amaißtales (RW: 548277, HW: 5372381) tritt eine mehrere Meter mächtige, helle, feinkörnige Lage auf, die hauptsächlich aus Plagioklas und Epidot besteht. Der Epidot-Anteil variiert zwischen etwa 1 cm dicken Lagen stark mit mehr oder weniger fließenden Übergängen. Weiters vorhanden sind etwas Quarz, opake Phasen und sehr wenig Biotit und Muskovit. Lagen mit ähnlicher Zusammensetzung konnten auch im Gipfelbereich des Übelecks gefunden werden (RW: 548965, HW: 5375871). Dort enthielt eine Probe zusätzlich Vesuvian. Diese beiden Vorkommen wurden in der Karte als Metatuffite vermerkt, weitere gelegentliche Vorkommen von Lesesteinen mit ähnlicher Zusammensetzung wurden in der Karte jedoch nicht eingezeichnet.

Im Gipfelbereich vom Übeleck sind die Amphibolite etwas grobkörniger. Dort zeigt eine Probe stark resorbierten Granat. Weitere Granate im Amphibolit gibt es im Steinbruch nordöstlich vom Dürnitzbühel (RW: 548040, HW: 5372393), in dem eine etwa 3 cm dicke Plagioklas-Lage mit bis zu 2 cm großem, idiomorphem Granat aufgeschlossen ist und am Westende des Amaißtales (RW: 548421, HW: 5372412), in dem einzelne, bis zu 3 cm große Granat-Porphyroblasten gefunden wurden. Sonst wurden in den Amphiboliten keine Granate beobachtet.

Teilweise sind die Amphibolite feldspatreich und zeigen etwa 0,5 cm große Feldspat-Porphyroklasten (z.B. Graben westlich Unterreith, RW: 548619, HW: 5373049). Dort treten auch Quarzmobilisate auf.

In den östlichen, tektonisch liegenden Bereichen treten im Amphibolit Metagabbro-Lagen auf, von denen größere Linsen teilweise auskartiert werden konnten (siehe oben).

Die Amphibolite wechsellagern in manchen Bereichen sehr eng mit meist quarzitischen Paragneisen, hellen Orthogneisen (im weiteren Porphyroidgneise genannt) und hellen Quarziten. Vor allem im Norden des Kartierungsgebietes, zwischen Klopfhartsberg und Übeleck, südlich der Hammerschmiede, dominiert Amphibolit deutlich. Dennoch treten immer wieder Lagen von Porphyroidgneisen, Paragneisen und Quarziten mit bis zu einem Meter Mächtigkeit auf. Weiter südlich, bereits westlich vom Jägerkreuz, beginnen sich die Porphyroidgneis-, Paragneis- und Quarzit-Lagen zu häufen. Die Amphibolit-Lagen sind zwischen 10 cm und mehrere Meter mächtig. In vielen Bereichen ist die Wechsellagerung so eng, dass sie nicht auf der Karte festgehalten wurde. Stattdessen wurden die dominanten Lithologien eingezeichnet und nennenswerte Vorkommen der anderen Lithologien mit Strichen in der Karte markiert. Tendenziell nimmt der Anteil an Amphibolit in der Wechsellagerung von Osten nach Westen, beziehungsweise vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden ab, der Anteil an Paragneis nimmt zu. In einigen Gräben ist die Wechsellagerung gut aufgeschlossen und gut nachvollziehbar, so zum Beispiel in den kleineren Gräben westlich von Reith.

Teilweise lassen sich Bereiche, in denen Porphyroidgneise, Paragneise und Quarzite dominieren, von jenen, in denen Amphibolit dominiert, klar abgrenzen. Teilweise sind die Übergänge aber auch fließend und lassen sich nur schwer begrenzen. Vor allem am Hiesberg besteht eine sehr enge Wechsellagerung mit fast gleichen Anteilen an Amphiboliten und Paragneisen.

Die Foliation der Amphibolite fällt unterschiedlich steil nach Südwesten bis Nordwesten ein. Die Lineation streicht Südwest–Nordost.

Porphyroidgneis

In enger Wechsellagerung mit Amphibolit, quarzitischen Paragneisen und Quarzit treten Lagen von weißen, feinkörnigen Orthogneisen auf. Diese enthalten wenig und nur sehr feinen Glimmer, sehr viel Plagioklas, der teilweise bis zu 0,5 cm große Porphyroklasten bildet, Quarz und Kalifeldspat. Teilweise sind kleine (< 2 mm) Granate vorhanden. Der geringere Glimmer-Anteil, der höhere Feldspat-Anteil und (falls vorhanden) die Feldspat-Porphyroklasten unterscheiden diesen Porphyroidgneis von anderen Para- und Orthogneisen im Kartierungsgebiet. Die Unterscheidung zu den quarzitischen Paragneisen ist jedoch im Gelände oft nicht leicht.

In Lesesteinen am Reitberg und in einem Aufschluss im Graben westlich von Unterreith (RW: 548619, HW: 5373049) konnten auch dunklere Varianten des Porphyroidgneises gefunden werden, die mehr Biotit und zum Teil Amphibol enthalten, allerdings auch Feldspat-Porphyroklasten zeigen.

Die Porphyroidgneise sind meist plattig mit ebenen Foliationsflächen und brechen scharfkantig. Das Einfallen der Foliation entspricht dem Amphibolit.

Porphyroidgneis-Lagen sind im gesamten Kartierungsgebiet in den Amphibolit-Körpern und den benachbarten und damit wechsellagernden Paragesteinen verbreitet. Besonders schöne Aufschlüsse finden sich in einem Graben nordöstlich von Oberreith (RW: 548403, HW: 5374343). Östlich des Klopfhartsberges, angrenzend an den Serpentinit, treten in den Paragneisen ebenfalls Lagen aus Porphyroidgneis auf.

Paragneis und Quarzit

In enger Wechsellagerung mit den Amphiboliten und Porphyroidgneisen treten helle Paragneise und Quarzite auf. Die hellen, weißen bis gelblich angewitterten Paragneise sind feinkörnig, meist quarzitisch und enthalten im Gegensatz zu den Paragneisen in den Glimmerschiefern deutlich weniger Glimmer. Die Hauptmineralphasen sind Quarz und Plagioklas, letzterer ist häufig saussuritisiert. Kalifeldspat ist seltener als Plagioklas. Ebenfalls weniger vorhanden als Quarz und Plagioklas, aber dennoch häufig, ist feiner Biotit, der teilweise chloritisiert ist. Muskovit ist nur in sehr geringen Mengen in Form sehr kleiner Schuppen vorhanden. Stellenweise tritt Granat auf. Die Granate sind meist kleiner als 2 mm und stark resorbiert, selten in einzelnen Lagen jedoch bis zu 2 cm groß (Steinbruch nordöstlich vom Dürnitzbühel, RW: 548040, HW: 5372393). Akzessorische Phasen sind Zirkon, Apatit und Monazit sowie opake Phasen. Die Quarzite sind, bis auf den höheren Quarzgehalt, den Paragneisen ähnlich. Der Übergang ist fließend.

Das Gefüge ist sehr feinkörnig und teilweise mylonitisch, insbesondere in Quarziten. Die Foliation ist meist sehr eben und die Gesteine brechen plattig, ebenso wie die Amphibolite, mit denen die Paragneise und Quarzite wechsellagern. Das Einfallen der Foliation und der Lineation entspricht dem der Amphibolite und der meisten anderen Lithologien.

Paragesteinskomplex um den Rehberg-Komplex

Migmatischer Paragneis und Glimmerschiefer

Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes, vor allem westlich vom Übeleck, aber auch weiter im Süden, westlich von Reith, treten große Bereiche migmatischer Glimmerschiefer und Paragneise auf. Diese sind grobkörniger als die anderen Glimmerschiefer und Paragneise. Biotit dominiert deutlich gegenüber dem Muskovit. Letzterer tritt vor allem im Leukosom in Form von nicht eingeregelten, mehrere Millimeter großen Porphyroblasten, teils Poikiloblasten auf. Kalifeldspat-, plagioklas- und quarzreiche Leukosom-Schlieren sind deutlich vom biotitreichen Melanosom zu unterschieden. Letztere enthalten neben Plagioklas auch Granat.

Quarzit und Grafit führender Quarzit

Im Südwesten des Kartierungsgebietes, östlich von Schiltern, treten in den Glimmerschiefern und Paragneisen Linsen dunkelgrauer Quarzite auf. Die Vorkommen konnten parallel zum Streichen der Foliation der Glimmerschiefer von der Straße südöstlich von Schiltern bis zu den Feldern westlich und nordwestlich des Breitenfeldkreuzes verfolgt werden.

Die harten, dunkel- bis blaugrauen, feinkörnigen Quarzite sind fast feldspatfrei, bestehen hauptsächlich aus Quarz, führen aber auch Muskovit, der vor allem auf den relativ ebenen Foliationsflächen sichtbar ist.

Teilweise sind die Quarzite fast schwarz und enthalten sehr viel Grafit, dessen schwarzer Abrieb auch deutlich an den Fingern erkennbar ist. Besonders nordwestlich des Breitenfeldkreuzes konnte dies beobachtet werden. Auch eine dunkelgraue Probe aus einem Graben nahe der Straße südöstlich von Schiltern (RW: 547322, HW: 5373095), die im Gelände keine direkten Hinweise auf Grafit gab, zeigte im Dünnschliff sehr viel Grafit.

Pegmatit

An wenigen Stellen konnten, umgeben von Glimmerschiefer und Paragneis, Pegmatit-Lesesteine gefunden werden. Diese grobkörnigen Gesteine zeigten neben Quarz 1–2 cm große, (hyp-)idiomorphe Feldspate und 0,5–2 cm große Biotite, seltener auch Muskovit. Das Gefüge ist magmatisch ohne makroskopisch erkennbare Deformation. Anstehend konnte kein Pegmatit gefunden werden.

Glimmerschiefer und Paragneis

Glimmerschiefer und Paragneise treten sehr weitläufig sowohl östlich als auch westlich des Rehberg-Komplexes auf. Paragneise und Glimmerschiefer wechseln in etwa N–S streichenden Horizonten. Südlich des Stiefernbaches und westlich von Stiefern treten östlich angrenzend an den Serpentiniten und Amphiboliten zunächst Paragneise auf, liegend dazu, etwas weiter östlich, dominiert wiederum Glimmerschiefer, darunter wieder Paragneis. Östlich des Hiesberges dominieren Paragneise und westlich des Reitberges Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer sind fein- bis mittelkörnig, biotitreich und führen einmal wenig, einmal verstärkt Muskovit. Vor allem östlich des Rehberg-Komplexes ist der Muskovit-Anteil in den Glimmerschiefern sehr hoch. Häufig treten auch Porphyroblasten aus bis zu 5 mm großem Muskovit auf. Neben den Glimmern sind Plagioklas und, zu etwas geringerem Anteil, Quarz die Hauptbestandteile. Auch Kalifeldspat tritt auf, allerdings zu deutlich geringerem Anteil als Plagioklas. Granat (Korngröße < 3 mm) ist fast überall in unterschiedlichen Mengen zu finden.

Fast genauso häufig wie Glimmerschiefer sind feinkörnige Paragneise, deren Hauptbestandteile Biotit und Plagioklas sind, gefolgt von Quarz und Kalifeldspat. Muskovit ist häufig, aber nicht immer vorhanden und zum Teil metablastisch. Vor allem Plagioklas, aber auch Quarz, machen einen größeren Anteil aus als in den Glimmerschiefern. Das Auftreten von Granat entspricht den Glimmerschiefern. Sowohl in Glimmerschiefern als auch in den Paragneisen kommt fibrolithischer Sillimanit vor, meist in relativ geringen Mengen. Glimmerschiefer und Paragneise wechseln sich in manchen Bereichen auch in wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtigen Lagen ab. Vereinzelt treten Quarzit-Lagen auf. Quarzmobilisate sind weit verbreitet.

Die Glimmerschiefer sind oft stärker deformiert als die Paragneise und zeigen teilweise auch eine isoklinale Faltung. Die Faltenachsen entsprechen etwa der Streckungslineation und die Faltenschenkel der Foliation. Sowohl Glimmerschiefer als auch Paragneise sind jedoch nie mylonitisch. Die Foliation der Paragneise ist meistens eben, die Foliation der Glimmerschiefer oft leicht wellig. Die Glimmerschiefer sind im östlichen Teil des Gebietes teilweise protomylonitisch.

Granat-Glimmerschiefer

In tief eingeschnittenen Hohlwegen östlich des Klopfhartsberges (RW: 549813, HW: 5375382) treten Granat-Glimmerschiefer in den Glimmerschiefern und Paragneisen auf, die im Gegensatz zu den anderen Glimmerschiefern deutlich mehr Muskovit und idiomorphen, bis zu 4 mm großen Granat enthalten. Biotit ist in etwas geringeren Mengen als Muskovit enthalten. Sehr feinkörniger Quarz und Plagioklas sowie etwas Kalifeldspat machen etwa 40 % des Modalbestandes aus.

Orthogneis

Westlich vom Übeleck treten in den migmatischen Glimmerschiefern und Paragneisen kleine Züge von Orthogneisen auf, die zum Teil aufgrund ihrer größeren Härte als Felsen aus den Migmatiten herauswittern.

Die hellen, gräulichen, feldspat- und quarzreichen Gesteine sind grobkörniger als die bräunlichen biotitreichen Paragneise. Neben viel Kalifeldspat und Quarz ist vor allem Biotit, Plagioklas und großer, metablastischer Muskovit makroskopisch zu erkennen. Opake Phasen sind selten, als Akzessorien sind im Dünnschliff Apatit, Zirkon und Monazit zu finden. Biotit ist im Dünnschliff pleochroitisch gelb bis rotbraun und zeigt zahlreiche pleochroitische Höfe. Myrmekite sind am Rand der Kalifeldspate sehr häufig.

Die Foliation wird durch Biotit und Muskovit gebildet, die großen Muskovite wachsen jedoch ungerichtet und poikiloblastisch. Die Foliation ist teilweise nur wenig ausgeprägt, meistens jedoch deutlich zu erkennen und entspricht dem Einfallen der Foliation anderer Lithologien.

Quartäre Ablagerungen

Löss

Löss ist im kartierten Gebiet nur auf wenige Gebiete beschränkt, wo innerhalb der Kristallinbereiche Akkumulation des äolischen Sediments möglich war. So findet man beispielsweise Löss von mehreren Metern Mächtigkeit in einem schmalen Streifen an der Westseite des Grabens südwestlich der Hammerschmiede. Weitere, besonders eindrucksvolle und mächtige Lössaufschlüsse befinden sich auch im Graben südwestlich des Schmalzberges. Ebenso wurde Löss am nordöstlichen, kesselförmigen Ende eines Grabens südöstlich des Hiesberges eingeweht. Weitere größere Lössvorkommen befinden sich östlich des Breitenfeldkreuzes und am südlichen Blattrand, südöstlich vom Dürnitzbühel. In allen Fällen handelt es sich um gelbbraune, kalkreiche, massige und feinsandige Silte, die in Kristallinnähe gröbere Kristallinkomponenten führen können.

Solifluktionsablagerung

In Senken oberhalb von Gräben, wie zum Beispiel südöstlich des Breitenfeldkreuzes, treten häufig Solifluktionsablagerungen auf. Auch an einigen Hängen konnten die Auswirkungen von Solifluktion beobachtet werden. Besonders gut erkennbar sind diese entlang der Wege nordwestlich vom Übeleck. Da dort jedoch unterhalb der etwa einen Meter mächtigen Solifluktionsablagerungen die kristallinen Gesteine häufig anstehend aufgeschlossen waren, wurden bevorzugt letztere in der Karte eingezeichnet. Die lehmig-sandigen Sedimente enthalten meist unterschiedlich große Kristallinkomponenten der angrenzenden Lithologien und sind im Einzugsbereich der Glimmerschiefer deutlich feinkörniger als unterhalb von Paragneis-oder Amphibolitarealen.

Bach- und Flussablagerung

Entlang einiger Fließgewässer, insbesondere entlang des Stiefernbaches und Fahnbaches, treten größere Körper von fluviatilen, sandig-kiesigen Ablagerungen auf. Diese wurden großteils mithilfe des Laserscans kartiert, da dort die flachen Bereiche um die Flussläufe deutlich erkennbar und gut abgrenzbar sind.

Zusammenfassung und Diskussion

Der Rehberg-Komplex zeichnet sich im Kartierungsgebiet durch enge Wechsellagerungen verschiedener, SSW–NNE streichender Lithologien aus. Neben eher homogenen Arealen wechsellagern Amphibolite im Zentimeter- bis Meter-Bereich mit meist hellen Orthogneisen (Porphyroidgneisen), quarzitischen Paragneisen und hellen Quarziten. Die Porphyroidgneise enthalten zum Teil bis zu 0,5 cm große Feldspat-Porphyroklasten. Die Amphibolite sind teilweise einheitlich dunkel, feinkörnig und plattig, oft aber auch gebändert (Millimeter bis Zentimeter) aufgrund unterschiedlicher Korngrößen oder plagioklasreicher Lagen. Einige Zentimeter bis mehrere Meter mächtige Lagen bestehen fast ausschließlich aus Plagioklas und Epidot mit geringeren Anteilen an Quarz (± Biotit ± Muskovit ± Vesuvian ± Kalzit).

Im östlichen, liegenden Teil des Rehberg-Komplexes treten größere und kleinere Serpentinit-Körper auf. Innerhalb der Serpentinite findet man Lagen von Tremolitfels und Talkschiefer. Diese sind vermutlich entlang von Scherzonen durch Metasomatose aus den Serpentiniten entstanden.

In Vergesellschaftung mit den Serpentiniten sind auch Metagabbros zu finden. Diese kommen sowohl in Form von Zentimeter großen Linsen und Lagen im Amphibolit, als auch in größeren, kartierbaren Körpern vor.

Der Rehberg-Komplex ist umgeben von Paragneisen, die mit Glimmerschiefern und Granat-Glimmerschiefern wechseln. Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes finden sich auch Züge von dunklen, grafitischen Quarziten. Im nordwestlichen Teil sind die Paragneise über weite Bereiche migmatisch. Dort treten auch schmale Züge von feldspat- und quarzreichen Orthogneisen auf.

Die enge Abfolge der verschiedenen Lithologien im Rehberg-Komplex, die Variabilität der Amphibolite und ihre enge Wechsellagerung mit Orthogneisen und Metasedi-

menten deuten auf vulkano-sedimentäre Ausgangsgesteine hin. Die hellen, kalksilikatischen, plagioklas- und epidotreichen Lagen könnten Metatuffite repräsentieren. Die Serpentinit-Körper und Metagabbros sowie die geochemischen Untersuchungen des Rehberg-Amphibolits durch Höck et al. (1997) weisen auf einen Ophiolith-Komplex hin. Weitergehende petrologische und geochemische Untersuchungen, die zur besseren Klärung des Ursprungs und der Entwicklung der Gesteine nötig sind, wurden im Zuge dieser Kartierungsarbeit jedoch nicht durchgeführt.

Literatur

Fuchs, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A23–A25, Wien.

Fuchs, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 45–61, Wien.

Fuchs, G. & Matura, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 1–43, Wien.

Höck, V., Montag, O. & Leichmann, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – Mineralogy and Petrology, **60**, 267–287, Wien.

Montag, O. & Höck, V. (1993): Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite des Waldviertels. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **138**, 131–141, Wien.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Dominik Sorger

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet und Aufschlusssituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2019 eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 östlich von Stiefern und südwestlich des Manhartsberges aufgenommen. Das Arbeitsgebiet wird im Süden von der Straße zwischen Obernholz und Schönberg und im Osten durch die Straße Richtung Reikersdorf sowie im Norden durch den Tiefenbach begrenzt. Im Westen reicht es bis in die Nähe der Ackerflächen in den Bereichen der Fluren „Brandfeld“ und „Horach“. Im Norden schließt es außerdem an die Kartierung von Schantl (2017) an, im Westen und Südwesten an die von Roetzel und im Südosten an die von Linner.

Das Arbeitsgebiet ist größtenteils bewaldet und die Gesteine sind oft nur entlang großer Gräben und eingeschnittener Bachläufe aufgeschlossen. Auf Hoch- und Verebnungsflächen sind dagegen nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden, was nur eine Kartierung über Lesesteine möglich machte. Die Ergebnisse der Neuaufnahme sind über weite Teile vergleichbar mit der bestehenden Kartierung von Frasl (1974), bei genauerer Betrachtung zeigen sich jedoch Unterschiede vor allem im Detailgrad und im Verlauf lithologischer Grenzen.

Moldanubikum und tektonisch überschobenes Moravikum

Die Gesteine im Kartierungsgebiet können in unterschiedliche lithostratigrafische Komplexe unterteilt werden, die alle annähernd N–S streichen und in Richtung Nordwest bis Südwest einfallen. Die hangendsten Gesteine ganz im Westen, im Wesentlichen Glimmerschiefer und Paragneis und untergeordnet Amphibolit, können dem Moldanubikum zugeordnet werden. Die östlich anschließenden Komplexe werden hingegen alle dem Moravikum im tektonisch Liegenden des Moldanubikums zugeordnet. Den hangendsten Komplex des Moravikums im Westen bildet der Bittesch-Gneis, gefolgt von Glimmerschiefer und Paragneis, begleitet von Marmor, liegend Buttendorf-Granodioritgneis, wiederum Glimmerschiefer und Paragneis und schließlich Kriegenreith-Granodioritgneis ganz im Osten beziehungsweise im Liegendsten.

Moldanubikum

Glimmerschiefer und Paragneis

Im Westen des Arbeitsgebietes, zwischen Tiefenbachgraben und der Straße nach Schönberg, tritt silbrig glänzender Granat-Glimmerschiefer auf. Im Osten grenzt er an den Bittesch-Gneis des Moravikums. Über weite Teile ist nur eine Kartierung mittels Lesesteinen möglich und auch die seltenen Aufschlüsse geben keine Auskunft über die genauen Lagerungsverhältnisse. Das Gestein charakterisiert sich durch eine feinkörnige (~50 µm) Matrix aus Quarz und untergeordnet meist serizitisiertem Plagioklas und eine deutliche Schieferung, die von grobem, schuppigem Muskovit (≤ 1 mm) und feinerem Biotit (≤ 300 µm) gebildet wird. Häufig findet man präkinematisch gewachsene Granat-Porphyroblasten (≤ 2 mm) mit Einschlüssen von Muskovit, Quarz, Apatit und Rutil. Immer wieder treten Einschaltungen von feinkörnigem Granat-Biotit-Paragneis auf, der grundsätzlich dieselbe Paragenese aufweist wie der Glimmerschiefer. Die Paragneise zeichnen sich jedoch durch einen deutlich höheren Anteil an Quarz und Feldspat und ein eher massiges Auftreten aus. Im südlichen Bereich der Glimmerschiefer und Paragneise des Moldanubikums treten häufig helle, kantige, teilweise mylonitische Quarzite in Form von kleinen Linsen auf.

Amphibolit

Ganz im Südwesten, ungefähr 220 m nördlich der Straße nach Schönberg, tritt ein etwa 100 m breiter Amphibolitkörper auf, der im Norden und Süden an Glimmerschiefer und Paragneis sowie im Osten an Bittesch-Gneis grenzt. Das Gestein ist deutlich verfaltet und relativ feinkörnig (< 1 mm). Es setzt sich vor allem aus hell- bis blaugrüner, nematoblastischer Hornblende mit deutlichem Pleochroismus und einer Matrix aus Quarz, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Apatit und Titanit zusammen. Bei den häufig auftretenden opaken Phasen handelt es sich vermutlich um Eisenoxide oder Eisensulfide.

Moravikum

Bittesch-Gneis

Im Osten schließt an die moldanubischen Glimmerschiefer und Paragneise ein etwa 450 m breiter Zug von Bittesch-Gneis an, der im Norden und Süden bis zur Grenze des Arbeitsgebietes und im Osten bis zum Mitterberg reicht. Der helle, ultramylonitische Orthogneis zeigt typischerweise einen dünnplattigen Bruch und eine deutliche Schieferung, üblicherweise mit gröberem Muskovit (≤ 2 mm) und sehr wenig, eher feinschuppigem Biotit (≤ 0,5 mm) auf den Schieferungsflächen. Charakteristisch sind bis zu 3 mm große Porphyroklasten aus perthitischem Kalifeldspat in einer eher feinkörnigen Matrix (≤ 300 µm) aus Quarz und Plagioklas. Akzessorisch treten häufig Zirkon, Apatit, Rutil und opake Phasen auf.

Glimmerschiefer und Paragneis

An der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises im Bereich des Mitterberges und im Osten des Kartierungsgebietes, zwischen Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis, im Bereich der Flur „Kotaschen“, treten zwei Züge von Glimmerschiefer und Paragneis auf, die dem Moravikum zugeordnet werden. Während der westliche Zug eine Breite von maximal 100 m erreicht und fast durchgehend von zwei Marmorzügen begleitet wird, misst der östliche an seiner breitesten Stelle rund 380 m und zeigt nur einzelne kleine Einschaltungen von Marmor. Beide Glimmerschiefer zeigen eine deutliche Schieferung und bestehen aus einer feinkörnigen Matrix aus Quarz und Plagioklas sowie gröberem (≤ 500 µm) Muskovit und feinerem Biotit. Vor allem im östlichen Zug tritt häufig quarzreicher, feinkörniger Paragneis auf, bei dem im Gegensatz zum Glimmerschiefer die Glimmer generell nur als sehr feinkörnige Lagen vorkommen. In beiden Lithologien findet man immer wieder Granat (≤ 250 µm) und Turmalin sowie akzessorisch Zirkon, Apatit und Rutil. Das Auftreten von kantigem, teilweise mylonitischem Quarzit inmitten der Glimmerschiefer und Paragneise ist auf den östlichen Zug beschränkt.

Marmor und Kalksilikatgestein

Marmor tritt zusammen mit Bittesch-Gneis oder Glimmerschiefer und Paragneis auf. Innerhalb des Bittesch-Gneises zieht ein etwa 500 m langer und 50 m breiter Marmorzug vom Südende des Arbeitsgebietes Richtung Norden und endet inmitten des Bittesch-Gneis-Körpers westlich des Mitterberges. Im Marmor finden sich kleinere Einschaltungen von Kalksilikatgestein und Quarzmobilisat.

An der Liegend- und Hangendgrenze des westlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges treten 10–20 m breite Marmorzüge auf, die abgesehen von ein paar kurzen Unterbrechungen vom Süd- zum Nordende des Arbeitsgebietes reichen. Auch in diesen Zügen sind kurze Bereiche aus Kalksilikatgestein zu beobachten.

Im südlichen Bereich des östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges finden sich in der Flur „Kotaschen“ drei größere Marmorlinsen mit einem maximalen Durchmesser von 50 m sowie helle Quarzmobilisate in den angrenzenden Bereichen.

Marmor besteht typischerweise aus eher feinkörnigem Calcit (~1 mm) und veränderlichen Anteilen an Silikaten wie Quarz oder Biotit und Phosphat wie Apatit. Die Zusammensetzung reicht dabei von weißem, massigem, fast reinem Calcit-Marmor bis hin zu braunen, silikatreichen Varietäten. Letztere zeigen mit zunehmendem Glimmeranteil teilweise eine deutlich ausgeprägte Schieferung. Die innerhalb der Marmorzüge auftretenden, feinkörnigen, eher massigen Kalksilikatgesteine bestehen aus grünem bis blaugrünem Amphibol (≤ 500 µm) mit deutlichem Pleochroismus und einer feinkörnigen Matrix (≤ 100 µm), vorrangig aus Quarz, aber auch Diopsid, Klinozoisit, Apatit und Biotit.

Buttendorf-Granodioritgneis

Ein etwa 1 km breiter Körper aus Buttendorf-Granodioritgneis erstreckt sich zwischen den beiden Glimmerschiefer- und Paragneis-Zügen von der Nordgrenze des Arbeitsgebietes im Tiefenbachtal nach Süden. Über weite Teile, vor allem im Süden, wird er von Löss und lehmigem Sediment bedeckt. Der dunkle Orthogneis zeigt meist eine deutlich ausgebildete Schieferung und besteht aus einer feinkörnigen (100–200 µm) quarzreichen Matrix und bis zu 5 mm großen Porphyroklasten aus Kalifeldspat und Plagioklas. Daneben tritt häufig grober, grüner Aktinolith (≤ 2 mm) oder Biotit (≤ 1 mm), seltener auch Muskovit auf, typischerweise vergesellschaftet mit Epidot/Klinozoisit (≤ 300 µm). Akzessorisch findet man häufig Zirkon, Apatit und Titanit. Vor allem im Südosten, im Bereich der Flur „Kotaschen“, treten in dem Orthogneis große, möglicherweise gangförmige Körper (≤ 200 m) aus mylonitischem bis ultramylonitischem Quarzmobilisat auf. Einschaltungen vergleichbarer Gesteine in ähnlicher Position konnte bereits Schantl (2017) nördlich des Tiefenbachtales beobachten. Neben Quarz enthält dieses Gestein häufig Porphyroklasten aus perthitischem Kalifeldspat und selten auch Plagioklas.

Kriegenreith-Granodioritgneis

Ganz im Osten des kartierten Gebietes tritt im Liegenden des östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges Orthogneis vom Typ Kriegenreith auf, der bis zur Grenze des Arbeitsgebietes an der Straße Richtung Reikersdorf reicht. Charakteristisch sind eine gute ausgeprägte Schieferung und das häufige Auftreten von bis zu 3 mm großen Plagioklas-, aber auch Kalifeldspat-Porphyroklasten. Die eher feinkörnige Matrix (≤ 300 µm) besteht aus Quarz, Epidot/Klinozoisit und akzessorisch Zirkon, Apatit und Titanit. Teilweise grober (≤ 1 mm) Muskovit und Biotit durchziehen, gehäuft in Bändern, das Gestein oder treten in Form von Glimmerfischen auf. Wie auch im Buttendorf-Granodioritgneis kommt es immer wieder zum Auftreten von mylonitischem bis ultramylonitischem und möglicherweise gangförmigem Quarzmobilisat mit Kalifeldspat-Porphyroklasten.

Lagerungsverhältnisse und strukturelle Beobachtungen

Die Schieferung streicht im Allgemeinen annähernd N–S, im Bereich der Flur „Kotaschen“ und östlich des Mitterberges teilweise eher NW–SE mit einem variablen Einfallswinkel (10–68°) in Richtung NW–SW. Die dazugehörige Streckungslineation fällt mit generell flachem Winkel (4–16°) Richtung S bis SSW ein. Schersinnindikatoren sind vor allem in den stark deformierten Ortho- und Paragneisen be-

ziehungsweise Glimmerschiefern zu finden. An Aufschlüssen bei denen eine orientierte Probennahme möglich war zeigen diese eine Bewegung mit Top in Richtung Norden, was als Überschiebungsrichtung des Moldanubikums über das Moravikum interpretiert werden kann.

Viele Glimmerschiefer, Paragneise und Orthogneise zeigen Anzeichen deutlicher Mylonitisierung. Das betrifft insbesondere die liegendsten Teile der moldanubischen Glimmerschiefer und Paragneise nahe der Moldanubischen Überschiebung ganz im Westen des Arbeitsgebietes. Bittesch-Gneis auf der moravischen Seite der Überschiebung zeigt ebenfalls durchwegs mylonitische bis ultramylonitische Deformation. Im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug, zwischen Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis, findet man häufig mylonitische Quarzite und quarzreiche Paragneise. In den angrenzenden Bereichen in den Orthogneisen treten häufig mylonitische bis ultramylonitische Körper aus Quarzmobilisat auf, aber auch Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis selbst sind teilweise mylonitisch deformiert. Das vermehrte Auftreten von mylonitisch deformierten Gesteinen an den Grenzen unterschiedlich kompetenter Lithologien deutet auf partitionierte Deformation in Form lokaler Scherzonen hin.

Die Amphibolite im Moldanubikum, ganz im Südwesten des Arbeitsgebietes, nördlich der Straße nach Schönberg, zeigen zudem eine deutliche Verfaltung im Millimeter- bis Zentimetermaßstab. Aufgrund der nicht optimalen Aufschlussverhältnisse in diesem Bereich konnte aber die genaue Geometrie der Verfaltung nicht geklärt werden.

Regionalmetamorphose im Moldanubikum und Moravikum

Im direkten Vergleich der Glimmerschiefer und Paragneise fällt auf, dass die Gesteine im Moldanubikum deutlich größere Granate und häufig gröbere Glimmer beinhalten, im Vergleich zu ihren generell eher feinkörnigen Pendants im Moravikum. Dies deutet auf einen etwas höheren Metamorphosegrad in der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies im Moldanubikum hin. Wohingegen die Paragenesen der moravischen Gesteine generell auf eine Metamorphose in der unteren bis mittleren Grünschieferfazies schließen lassen. Diese sprunghafte Änderung der metamorphen Bedingungen kann als zusätzliches Indiz für die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum interpretiert werden. Obwohl die moravischen Glimmerschiefer im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug teilweise gröber sind jene im westlichen, konnte keine signifikante Änderung des Metamorphosegrades von West nach Ost innerhalb der moravischen Einheiten festgestellt werden.

Quartäre Sedimente

Sandig-kiesige, fluviatile Ablagerungen findet man in den Gräben entlang des Tiefenbaches und kleinerer Seitengräben. Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen, vorwiegend Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallingrus, konnten in Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen festgestellt werden.

Östlich und südöstlich des Mitterberges beziehungsweise nördlich und nordöstlich der Flur „Große Heide“ und im Bereich der Flur „Kotaschen“ liegen über weite Flächen teilweise lehmige, hellbraungelbe bis hellbraune und mehrere Meter mächtige Lössablagerungen, in die sich tiefe Gräben einschneiden. Inmitten und am Ostrand der großen lössbedeckten Fläche nördlich der Flur „Große Heide“ tritt vermehrt lehmiges Sediment mit häufigen Kristallinkomponenten auf. Auf der Lössfläche etwa 480 m östlich vom Mitterberg konnte ein Vorkommen eines Paläobodens dokumentiert werden.

Literatur

Frasl, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A37–A42, Wien.

Schantl, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2019 über strukturgeologische Aufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke auf Blatt 102 Aflenz Kurort

Martin Reiser

Im Zuge der Manuskripterstellung für ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort erfolgten im Frühjahr 2019 strukturgeologische Neuaufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke. Das Aufnahmegebiet erstreckte sich dabei zum Teil auch auf ÖK50 Blatt 103 Kindberg. Die Aufnahmen umfassten die Kristallingesteine des Troiseck-Komplexes (Paragneis, Amphibolit und Orthogneis) sowie dessen permotriassische Bedeckung („Thörler Zug“). Letzterer besteht überwiegend aus permischen Metavulkaniten (Metarhyolite) und permotriassischen Metasedimenten (Quarz- und Serizitphyllit, Quarzit, Metakonglomerat und Metakarbonat). Im Gelände wurden sowohl duktile als auch spröde Strukturen aufgenommen. Bei ersteren handelt es sich um planare (z.B. Schieferungen und Faltenachsenebenen) und lineare (z.B. Streckungslineare, Minerallineationen, Faltenachsen) Strukturelemente sowie um Bewegungsrichtungsindikatoren (z.B. asymmetrische Porphyroklasten, Scherbandgefüge). Bei den Sprödstrukturen wurden überwiegend Störungen aufgenommen. Für die Bearbeitung der Strukturen

wurden Kartierungen von MATURA (1996), NIEVOLL (1986, 1987) und RANTITSCH et al. (2014) als Arbeitsgrundlage verwendet, daher wird in diesem Bericht auf eine eingehendere lithologische Beschreibung verzichtet.

Metamorphoseentwicklung

Die Gesteine der Troiseck-Decke sind Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems und zeigen eine polyphase Metamorphoseprägung. Eine erste, mittelgradige Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen kann anhand geochronologischer Altersdaten einem variszischen Metamorphoseereignis im Oberdevon bis Karbon zugeordnet werden (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001, SCHUSTER & NOWOTNY, 2016). Eoalpidisch wurden sowohl die Kristallingesteine, als auch deren permotriassische Bedeckung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies überprägt (HANDLER, 1994; DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). Ein permisches Metamorphoseereignis konnte in den Paragneisen und Amphiboliten des Troiseck-Komplexes nicht nachgewiesen werden, vielmehr weist das Auftreten von permischem Metarhyolith, der dem Kristallin an der Basis der mesozoischen Abfolge auflagert, auf eine oberflächennahe Position hin.

Im Dünnschliff zeigt sich in den Paragesteinen eine erste Paragenese mit Plag + Bt + Ms + Qtz ± Grt, die retrograd von Albit, Serizit, Chlorit, Klinozoisit/Epidot überwachsen wird. In den Amphiboliten ist eine primäre Paragenese aus Hbl + Plag + Qtz ± Grt + Ttn + Ilm + Ap vorhanden. Ilmenit wird meist von Titanit überwachsen. Laut geochemischer Analysen handelt es sich bei den Amphiboliten um Basalte mit kalkalkalischer Zusammensetzung (HASTIE et al., 2007). Ein Granatamphibolit mit Kelyphitsäumen von der Lokalität Neußlriegel ist nach HASTIE et al. (2007) als Basalt mit tholeiitischem Chemismus und Inselbogen-Signatur anzusprechen. Die retrograde Überprägung zeigt sich anhand der randlichen Umwandlung von Hornblende in Biotit und Chlorit, sowie anhand der Serizitisierung von Plagioklas. Der Granat ist meist zerbrochen und teilweise chloritisiert. In den permotriassischen Gesteinen (z.B. im Metarhyolith) ist alpidisch prograde Chloritsprossung zu beobachten.

Die Unterschiede in den Metamorphosebedingungen (Amphibolitfazies vs. Grünschieferfazies) in Kombination mit dem Vorhandensein von polymetamorphen prä-mesozoischen und monometamorphen mesozoischen Gesteinen erlauben eine Zuordnung der duktilen Strukturen (z.B. Falten und Streckungslineare) und Schersinne zur variszischen bzw. alpidischen Überprägung. Die Kristallingesteine des Troiseck-Komplexes erfuhren eine variszische und eoalpidische duktile Überprägung, während die duktilen Strukturen in den permotriassischen Gesteinen des „Thörler Zugs“ nur eoalpidischen Ursprungs sein können. Die Beobachtung von sich überlagernden oder überprägenden Strukturen, sowie Übergänge von duktiler zu spröder Deformation erlauben eine weitere Untergliederung der Deformationsereignisse. Die post-eoalpidische Strukturprägung erfolgte unter spröd-tektonischen Bedingungen, jedoch konnte anhand der Geländedaten nur eine relative Abfolge der Strukturen erstellt werden. Diese Abfolge wird mit einem überregionalen Schema der Deformationsphasen und den damit assoziierten Strukturen (PERESSON & DECKER, 1997) diskutiert.

Beschreibung und Interpretation der Strukturen

Aus den Geländeaufnahmen ergibt sich folgendes Bild für die tektonische Überprägung der Gesteine:

Als älteste Strukturüberprägung (**D1**) zeigt sich in den Kristallingesteinen ein reliktisches Streckungslinear auf den Schieferungsflächen. Im Amphibolit und im Paragneis lassen sich oft wurzellose, isoklinale Falten beobachten, die vermutlich im Zuge einer amphibolitfaziellen Metamorphose gebildet wurden. Die ungefähr NE–SW streichenden Lineare wurden zusammen mit einer ersten Generation von Faltenachsen bei den folgenden Deformationsereignissen verfaltet. Diese verfalteten Lineare werden zusammen mit isoklinalen Falten (vor allem im Amphibolit erhalten), einer prä-alpidischen, amphibolitfaziellen Überprägung zugeordnet.

Diese erste Generation von Strukturen wird von einer zweiten Deformation (**D2**) überprägt, die vermutlich auch für den Großfaltenbau der Troiseck-Floning-Decke verantwortlich ist. Aus dem bivergenten Einfallen der Schieferung nach Nordwest und Südost in Kombination mit Faltenachsen von Parasitärfalten kann eine ENE–WSW streichende Faltenachse abgeleitet werden, welche die gesamte Troiseck-Floning-Decke überprägt. Diese Faltenachsen stehen ungefähr senkrecht auf ein NW–SE gerichtetes Streckungslinear, das sowohl im Kristallin (schwach ausgeprägt), als auch deutlich ausgeprägt im Metarhyolith und im Metakonglomerat an der Basis des „Thörler Zugs“ angetroffen wurde. Damit assoziiert ist ein NW-gerichteter Schersinn, der anhand von Sigmaklasten im Metakonglomerat (der Aufschluss befindet sich südlich von Turnau, westlich der Lokalität Schwabenberg auf Blatt 103 Kindberg) beobachtet wurde. Kontinuierlich andauernde oder erneute Verfaltung unter kühleren Bedingungen (NW–SE-Kompression im Eozän bis Oligozän; PERESSON & DECKER, 1997) überprägt die Schieferung vor allem am Nordrand der Troiseck-Decke und rotiert das D2-Streckungslinear in ein E–W-Streichen. Die Zuordnung der horizontalen Lineare ist oft nicht eindeutig möglich. Der Nachweis dieser D2-Deformation in den permotriassischen Gesteinen erlaubt eine zeitliche Zuordnung zur eoalpidischen Überprägung.

Im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ lässt sich beobachten, wie das NW–SE-Linear der D2-Phase von subhorizontalen, E–W streichenden Krenulationsfalten mit S-fallenden Achsenebenen überprägt wird. Zusammen mit N-gerichteten *fault-propagation folds* und S-vergenten Rücküberschiebungen (z.B. westlich des Thörlbaches, am südlichen Rand des Kartenblattes) werden diese spröd-duktilen post-D2-Deformationsstrukturen als **D3** interpretiert. Spröde N-gerichtete Aufschiebungen, beispielsweise im Dolomitmarmor am Großmühlberg, oder im Paragneis in der Thörlschlucht, sind vermutlich ebenso D3 zuzuordnen, jedoch ist eine zeitliche Einordnung dieser Deformationsphase ohne zusätzliche Daten schwierig. Anhand des Schemas von PERESSON & DECKER (1997) scheint eine Korrelation der D3-Phase mit kompressiver Deformation im Oligozän–Miozän („T2: N–S Kompression“) möglich.

Die im Folgenden beschriebenen spröden Störungen werden unter **D4** zusammengefasst. Entlang des Stübmingbaches sind in den Kalk- und Dolomitmarmoren top-NE gerichtete Überschiebungen (Striemung im Karbonat ca. 225/30) und WSW–ENE streichende sinistrale Seitenverschiebungen zu beobachten. Diese Strukturen werden in

Zusammenhang mit der miozänen Öffnung des Aflenz-Beckens gestellt und von PERESSON & DECKER (1997) als kompressives Ereignis im mittleren Miozän („*T3: NE–SW compression*“) zusammengefasst.

Nord-Süd streichende, nach E einfallende Abschiebungen schneiden die E–W streichenden Seitenverschiebungen ab und werden zusammen mit konjugierten, N–S streichenden Brüchen im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ einem jüngeren, extensionellen Ereignis zugeordnet („*T4: E-directed extension*“; PERESSON & DECKER, 1997).

In einem kleinen Quarzitsteinbruch, auf der Südseite des Großmühlbergs konnten dextrale SW–NE streichende Seitenverschiebungen (Harnischstriemung fällt nach Südwesten ein) eingemessen werden. Zusammen mit sinistralen, NW–SE streichenden Seitenverschiebungen werden diese einer kompressiven Phase zugeordnet, die vermutlich mit einer spät-miozänen E–W-Kompression korreliert werden kann (T5 sensu PERESSON & DECKER, 1997).

Literatur

DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thickskinned tectonic wedge: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – Journal of Geology, **106**, 71–86, Cambridge.

HANDLER, R. (1994): $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S., Graz.

HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – Geologische Rundschau, **86**/1, 69–80, Berlin.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. & MITCHELL, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. – Journal of Petrology, **48**/12, 2341–2357, Oxford.

MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/3, 320–322, Wien.

NIEVOLL, J. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/2, 409–411, Wien.

NIEVOLL, J. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**/3, 300–301, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, **272**/2–4, 125–157, Amsterdam.

RANTITSCH, G., NISCH, T., MALI, H. & WALLNER, D. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 294–295, Wien.

SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 127 S., Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T.: Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Mürztal, 21.–25. September 2015, 10–37, Wien.

SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 – Neuberg a. d. Mürz, 29–56, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

ALFRED GRUBER, HUGO ORTNER (Auswärtiger Mitarbeiter), BENJAMIN HUET, CHRISTOPH IGLSEDER & MICHAEL LOTTER

In Ergänzung bisheriger geologischer Untersuchungen zur sogenannten „Gaisberg-Trias“ bei Kirchberg in Tirol (Blatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger) fanden im Herbst 2019 Begehungen im Gebiet Wiegalm, Kienzinggraben, „Kobinger Graben“ bei Unterstätt und am Ostabfall des Gaisberges statt. Die Geländetage wurden teilweise gemeinsam mit Hugo Ortner (Universität Innsbruck) sowie den Kollegen Benjamin Huet und Christoph Iglseder absolviert. Zweck der Geländekampagne waren einerseits die strukturgeologische Neubewertung der, innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches-Deckensystem) liegenden, basalen, E-fallenden Störungsfläche, welche die Perm-Trias-Schichtfolge (Hangendblock) gegen die unterlagernden paläozoischen Metasedimente und Metavulkanite des Basements (Glemmtal- und Hochhörndler-Komplex, ehemals „Grauwackenzone“) trennt. Andererseits wurden der lithologische Aufbau und die Verbreitung der Nordalpinen Raibler Schichten als Marker-Schichtglied für den tektonischen Bau näher untersucht und die Existenz möglicher großräumiger gravitativer Massenbewegungen geprüft.

Kurzabriss der geologischen Erforschung (i.w. nach Stingl, 2015a)

Die sogenannte „Gaisberg-Trias“ bildet auf dem Kartenblatt 121 ein isoliertes, etwa 10 km² großes Vorkommen von permotriassischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen, allseits umgeben und tektonisch begrenzt von paläozoischen Gesteinen des Basements (ehemals „Grauwackenzone“). Das Basement und die „Gaisberg-Trias“ sind Teil der Staufen-Höllengebirge-Decke. Beiträge zur Schichtfolge und zum geologischen Bau lieferten bisher folgende Autoren: Schlosser (1895) erwähnt stratigrafische Details, Fossilfunde in den Nordalpinen Raibler Schichten und die fazielle Herkunft der Gaisberg-Trias vom Inntal. Ampferer (1907) beschreibt Grundlegendes zum Schichtaufbau, der von den permischen Brekzien und Sandsteinen bis zum obertriassischen Hauptdolomit reicht, zur Tektonik und zu gravitativen Massenbewegungen und veröffentlicht eine erste geologische Karte. Heissel (1957) ordnet die Trias-Entwicklung der Berchtesgadener Fazies zu, gekennzeichnet durch Wetterstein-/Ramsaudolomit. Barnick (1962) liefert eine Detailstudie zur Sedimentologie und Deformation der basalen Rotsedimente. Malzer (1964) erstellt im Rahmen seiner Dissertation eine verbesserte geologische Karte. Mostler et al. (1986) verfeinern die geologische Karte. Belocky et al. (1999) untersuchen radiometrisch den ungewöhnlich hohen Urangehalt im Hauptdolomit des Gaisberges und beschreiben mehrere Mikrofaziestypen der Kalke in den Nordalpinen Raibler Schichten, deren Brachiopodenfauna Siblik (1999) bestimmt. Heinisch (2000a, b, 2004) liefert mit seinen Beiträgen zusätzliche stratigrafische und strukturelle Details, die mit den bisherigen Erkenntnissen konformgehen. Ortner & Reiter (1999) und Ortner et al. (2006) interpretieren die Gaisberg-Trias im Profilschnitt als extensionales Allochthon auf einer großen subhorizontalen Abschiebung, im Gegensatz zu allen bisherigen Bearbeitern, die von einer (Decken-)Überschiebung bzw. „Basisüberschiebung“ ausgehen.

Schichtfolge

Die Beschreibung der teils unvollständigen und reduzierten Schichtfolge bezieht sich in erster Linie auf die Geländebegehungen 2019 und soll als Ergänzung zu den bereits vorhandenen Arbeiten (siehe oben) betrachtet werden. Für weiterführende Informationen zu den permischen und untertriassischen Schichtgliedern auf diesem und den angrenzenden Kartenblättern 90, 91, 122 und 123 sei auf die Publikationen von Stingl (1983, 1987, 1989, 2015a, b), Krainer & Stingl (1986) und Barnick (1962) verwiesen. Einen Gesamtüberblick über die Stratigrafie gibt Malzer (1964), Details zu den Nordalpinen Raibler Schichten finden sich in Belocky (1999) und Siblik (1999).

Die besten Aufschlüsse der insgesamt lückenhaften Abfolge der „unterpermischen“ bis mitteltriassischen Schichtglieder sind im unteren Kobinger Graben zu finden, der südlich des Gehöfts Reiserer in das Spertental mündet. Die aufrechte Abfolge beginnt mit der sogenannten **Basisbrekzie**, Ablagerungen des Oberpennsylvaniums? (Oberkarbon) bis Cisuraliums (Unterperm), die hier nur in kümmerlichen, auf Kataklasiten und Fault Gouges der Löhnersbach-Formation aufliegenden Resten von wenigen Metern erhalten ist. Ein weiteres Vorkommen befindet sich nördlich der Wiegalm auf ungefähr 1.500 m Höhe. Die Gesteine bestehen aus unreifen, polymikten, sehr kompakten Grob- bis Feinbrekzien mit aufgearbeiteten Klasten altpaläozoischer Gesteine des Basements (Wildseeloder-, Hochhörndler- und Glemmtal-Komplex), die sich je nach Untergrund aus Dolomiten, Kalken (Wildseeloder- und Hochhörndler-Komplex), Metasiliziklastika (alle Komplexe) und Metavulkaniten (Glemmtal-Komplex) zusammensetzen. Die spärliche Grundmasse besteht aus rotem, siltig-tonigem Material. Typisch sind beispielsweise stylolithische Kornkontakte und die plastische Verformung der Kalkklasten sowie Umfließungsstrukturen spröder Dolomitklasten, wodurch das Gestein ein ausgeprägtes Bändergefüge zeigt (Stingl, 2015a, b). Die Brekzien liegen generell – wo ungestört – mit erosionsdiskordantem Kontakt auf dem durch variszische Metamorphose und Deformation geprägten altpaläozoischen Untergrund. Faziell handelt es sich laut Stingl (1983, 2015a, b) um Ablagerungen „lokaler alluvialer Schuttfächer mit Murstromtätigkeit“. Zum Vergleich: Außerhalb des betrachteten Gebietes erreicht die Basisbrekzie am Kartenblatt zum Beispiel am Saukogel nördlich der Hohen Salve mindestens 200 m Mächtigkeit. Ähnliches gilt auch für die Brekzienvorkommen am östlich angrenzenden Kartenblatt 122 Kitzbühel im Gebiet Schattberg–Hahnenkamm.

Darüber folgt, ohne beobachtbaren lokalen stratigrafischen Zusammenhang zur Basisbrekzie, die **Gröden-Formation**, Ablagerungen des Lopingium (Oberperm). Die Aufschlüsse im Kobinger Graben zeigen von ca. 1.020 m Höhe aufwärts eine sich verzahnende Wechselfolge von dickbankigen, unreifen Quarzkonglomeraten in Rinnenstrukturen und teils feingeschichteten, unreifen (Mürb-) Sand-, Silt- und Tonsteinen mit reichlich Glimmerführung und häufigen Wühlgefügen. Die Mächtigkeit beträgt mehrere Zehnermeter. Die Gröden-Formation stellt nach Stingl (1983, 1989, 2015a, b) Ablagerungen alluvialer Schuttfächer- und lakustriner Playasysteme dar. Mit dem starken Zurücktreten der Silt- und Tonsteine und mit den letzten Konglomeratbänken wurde im Kobinger Graben auf ca. 1.100 m Höhe die Grenze zum **Unteren Alpinen Buntsandstein** gezogen. Gebankte, kräftig ziegelrote Quarzsandsteine mit Rippel- und trogförmiger Schrägschichtung in Rinnen sowie nach oben feiner werdender Gradierung bilden die Hauptlithologie. Untergeordnet sind rote Silt- und Tonsteine eingeschaltet. Diese sind im Unterschied zur liegenden Gröden-Formation weitgehend glimmerfrei (Stingl, 1987, 1989, 2015a, b). In einem der Gräben nördlich Leiten konnten auf Schichtflächen auch Abdrücke von Wellenrippeln entdeckt werden. Im oberen Abschnitt treten vermehrt hellrosa bis weiße, karbonatische Quarzsandsteine, zuletzt dünne graue und grüne Siltstein-Lagen hinzu. Diese für den **Oberen Alpinen Buntsandstein** charakteristischen Lithologien sind in zunehmendem Maße von Störungen und dünnen Kataklasitbändern durchsetzt. Eine Abtrennung von Unterem und Oberem Alpinen Buntsandstein wurde daher und auch aufgrund der geringen Mächtigkeit von insgesamt wenigen Zehnermetern nicht für sinnvoll erachtet. Gröden-Formation und Alpiner Buntsandstein sind in den Gräben von Leiten nordwärts, und nach Süden (Graben des Kienzingbachs) tektonisch stark kataklastisch überprägt und auf wenige Meter reduziert sowie in Massenbewegungen involviert. In dieser Ausprägung findet man diese Rotsedimente auch am Ausgang

der SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm, nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation im Meridian der Bärstättalm und an der Basis des Wettersteindolomits bei der Wiegalm. Das Ablagerungsmilieu des Alpinen Buntsandsteins stellt den Verzahnungsbereich zwischen einem distalen, verzweigten Fluss-System und einem Küstenenvironment dar.

Über dem Alpinen Buntsandstein folgt im Kobinger Graben eine wenige Meter dicke, ockergelb verwitternde, rauwackige Dolomitbank, die tektonisch (durch Überschiebung?) verdoppelt ist. Mit dieser Rauwacke ist in typischer Weise der Übergang zur **Reichenhall-Formation** erreicht. Diese ist trotz ihrer geringen Mächtigkeit und starken Deformation an vielen Stellen in der Umrahmung der Gaisberg-Trias als typischer gelber Leithorizont aufgeschlossen. Die Reichenhall-Formation markiert den Beginn einer langanhaltenden marinen Karbonatfazies-Entwicklung in der Trias. Die Rauwacke wird von einer Wechselfolge aus dünnbankigen, dunkelgrau-schwarzen, fossilleeren, sandigen, teils laminierten Dolomiten („Sandiges Anis“?), dicker-bankigen, mittelgrauen Dolomiten und dunkelgrauen, cm- bis dm-dicken Tonsteinzwischenlagen überlagert. Auf diese folgen zunehmend hellgraue und dicker bankige Dolomite, schließlich scheckige, mittel- bis hellgraue, undeutlich gebankte, sparitische Dolomite, die hier eine morphologische Steilstufe bilden. Bisher wurden die gut gebankten, dunkelgrauen Dolomite von allen Bearbeitern mit dem **Gutensteiner Dolomit** gleichgesetzt. Hier ist zu erwähnen, dass die Reichenhall-Formation ebenfalls dunkelgraue Dolomite und Tonsteinlagen enthalten kann. Die Gutensteiner Schichten stellen in der Regel Beckensedimente dar, mit denen die erste Karbonatplattform-Entwicklung der Trias (**Steinalm-Formation**) verzahnt. Im gegebenen Fall wäre letztere mit Vorbehalt durch die dickeren, mittelgrauen Dolomitbänke repräsentiert. In Ergänzung kommen im Graben nördlich von Leiten zwischen 960 m und 980 m Höhe auch dünnbankige, teils laminierte, dunkelgrau-blaue, sparitische Dolomite vor, wobei in den etwas dickeren Bänken kalzifizierte Wühlspuren zu finden sind, welche kennzeichnend für die **Virgloria-Formation** sind. Diese stellt als flache Hangfazies ein Bindeglied zwischen Becken und Plattform dar. Wegen der, den einzelnen anisischen Formationen schwer zuordenbaren Lithologien werden diese hier im Überbegriff **Alpine Muschelkalk-Gruppe** zusammengefasst.

Die undeutlich gebankten bis massigen Dolomite im Profil Kobinger Graben deuten auf eine **Riffbildung** hin und werden mit dem **Wettersteindolomit** (veraltet **Ramsaudolomit**) korreliert. Eine eindeutige Abtrennung zur stratigrafisch liegenden Steinalm-Formation, hier zusätzlich erschwert durch die Dolomitisierung, ist nur dort möglich, wo die **Reifling-Formation** zwischengeschaltet ist. Gesteine dieser hemipelagischen Beckenfazies des höheren Anisiums bis Ladiniums konnten mit wenigen Metern Mächtigkeit in zwei SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm auf 1.180 m bzw. 1.100 m und in einem Graben ca. 300 m nördlich Leiten auf etwa 1.030 m Höhe entdeckt werden. Es handelt sich um hell- bis mittelgraue, plattig und wellig gebankte, cm- bis dm-dicke, verkieselte Kalke und Dolomite. Charakteristisch sind dunkle Kieselknauern, flaschengrüne Schichtbeläge und zwei bis 15 cm dicke Einschaltungen von hellgrünen, kräftig ockergelb verwitternden, plastischen und erdig riechenden Ton- und Siltsteinen, die als Tuff (Pietra Verde) interpretiert werden. Über der Reifling-Formation folgt in allen Aufschlüssen undeutlich gebankter bis massiger Wettersteindolomit. Das heißt, die Rifffazies progradiert über die Beckenfazies. Der Wettersteindolomit ist somit im Gaisberg-Gebiet großteils in **Riff- bis Riffhang-Fazies** entwickelt. Diese lässt sich neben dem Bankungstyp auch durch zahlreiche Funde von „Großoolithen“ und umkrusteten Bio- und Lithoklasten belegen. Letztere beobachtet man am oberen Steig von der Bärstättalm zur Bergstation des Gaisberg-Lifts und an der neuen Almstraße vom Gasthof Schirast über Hagau zur Bärstättalm auf ca. 1.240–1.260 m Höhe. Im oberen Abschnitt ist der Wettersteindolomit meist deutlicher gebankt. Am östlichen Rand der Weidefläche der Bärstättalm sind durchwegs mittel- bis hellgraue, stromatolithische und dunkel-stahlgraue, feinlaminierte Lithotypen ausgebildet, die eine **Lagunenfazies** anzeigen. Auch am alten Fußweg von Hagau zur Kobingerhütte, oberhalb von 1.400 m, trifft man durchwegs auf wechselnd gebankte, hell- bis mittelgraue, zum Teil stromatolithische Dolomite, lokal mit Algenschutt. Gelegentlich sind dunkelgraue Dolomite zwischengeschaltet. Am Steig von der Kobingerhütte zum südlichen Vorgipfel des Gaisberges (Pkt. 1.749 m) fallen in der Folge verstärkte Dünnbankigkeit und dunklere Farbe der nunmehr häufig laminierten Dolomite auf. Feine Lagen mit Algenbruchstücken, zum Teil mit großen Querschnitten, sind nicht selten. Diese wurden auch im Schutt nördlich der Wiegalm aufgelesen. Malzer (1964) erwähnt diesbezüglich Funde von *Teutloporella herculea* Stoppani. Hie und da treten auch Hohlraumgefüge vom Typ Großoolithe auf, bei der Panoramatafel (ca. 1.730 m) sind Stromatolithlagen zu sehen. Vermutlich handelt es sich hier um einen riffnahen Lagunenbereich. Etwa 100 m nördlich des Kreuzes des Vorgipfels grenzt der Wettersteindolomit mit einer steilen Störung an Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten bzw. des basalen Hauptdolomits. Der Übergang von der Riffhang- in die Lagunenfazies des Wettersteindolomits lässt sich auch gut am Nordabfall des Gaisberges (1.770 m) im Wechsel von groben Bänken (östlich des tiefen Grabens) zu gebankten, laminierten Dolomiten (westlich dieses Grabens) einsehen. Nordöstlich der Bärstättalm auf ca. 1.360 m Höhe (bei großer breitkroniger Fichte am Weiderand) kommen am Top des Wettersteindolomits wenige Meter mächtige, dünnbankige, dunkelgraue bis schwarze Dolomite und Dolomitmergel mit mm- bis cm-dicken hellen Lagen aus feinen Bioklasten vor. Aufgrund der noch in Arbeit befindlichen Probenauswertung muss die detaillierte lithostratigrafische Zuordnung dieser Gesteine offenbleiben.

Unmittelbar über dem Wettersteindolomit folgen braun-gelbliche Mergel, schwarze Tonsteine mit detritärem Glimmer und dunkelgraue, feinstlaminierte Dolomite der **Nordalpinen Raibler Schichten**. In den nur wenig gestörten Profilen der Gräben nordwestlich Leiten (gute Aufschlüsse auch entlang des neuen Fahrwegs von Leiten zur Leitner Alm) beginnt die Abfolge über einer dm-dicken, rostig verwitterten „Pyritschwarte“ auf dem Wettersteindolomit mit dunkelgrün-grauen, Glimmer führenden mürben Feinsandsteinen und fettigen schwarzen Tonsteinen, die bis 8 m mächtig sind. Darauf folgen dunkelgraue Dolomite, dünnplattige, feinlaminierte, schwarze Dolomite und mehrere bis 2 m dicke Tonsteinhorizonte im Wechsel mit braun-grünen Mergeln, gelblichgrün verwitternden, schwarzen, peloidalen, onkolithischen, oolithischen und

Brachiopoden- und Bivalvenschill führenden Kalken. Letztere sind in Form wenige Meter mächtiger Züge eingeschaltet. Ein häufiges Leitfossil darin ist die Auster *Lopha montis caprilis*. Die Mikrofazies und Makrofauna dieser Kalke wurde in den Aufschlüssen am Steig nordöstlich unterhalb der Bärstättalm zuletzt von BELOCKY et al. (1999) und SIBLIK (1999) eingehend untersucht. In das stratigrafisch Hangende besteht ein Übergang in eher monotone, teils sehr dünnbankige, feinlaminierte, bräunlich verwitternde, blaugraue bis schwarze, leicht bituminöse Dolomite. Darin gibt es dünne Tonsteinzwischenlagen, die insbesondere entlang des letzten Stückes der Straße zur Bärstättalm anstehen. Die Grenze zum lithologisch ähnlichen Unteren Bituminösen Hauptdolomit wurde etwas höher als bisher gehandhabt, mit dem Aussetzen der Tonsteinlagen gezogen. Damit erlangen die Nordalpinen Raibler Schichten eine wesentlich größere Verbreitung als in den bisherigen Kartendarstellungen. Allerdings ist der basale Kontakt zum Wettersteindolomit häufig gestört und die feinklastischen Horizonte tektonisch ausgedünnt. Die Aufschlüsse bei der Kapelle oberhalb der Kobingerhütte entpuppten sich als lagunärer Wettersteindolomit. Die Vorkommen von Raibler Schichten weiter nördlich im Graben, am Steig zur Bärstättalm grenzen nach Süden mit einer Störung an den Wettersteindolomit. MALZER (1964) hat nördlich des Gaisberg-Vorgipfels (1.749 m) in seiner geologischen Karte Reste von Raibler Schichten eingetragen, womit möglicherweise die dortigen dünnbankigen, dunklen, laminierten Dolomite gemeint sind.

Der **Hauptdolomit** setzt sich aus gut gebankten, mittel- bis dunkelgrauen, laminierten, bituminösen Dolomiten, helleren, stromatholitischen Dolomiten, dichten, feinsparitischen, aber auch zuckerkörnigen arenitischen Dolomiten und intraformationellen Brekzienlagen zusammen. BELOCKY et al. (1999) stellten im Hauptdolomit des Gaisberges einen erhöhten Urangehalt quer über alle Faziestypen hinweg fest.

Geologischer Bau

Die Schichtfolge der „Gaisberg-Trias“ ist im Großen und Ganzen durch mittelsteiles bis sehr steiles NW- bis W-Fallen gekennzeichnet. Sie liegt winkeldiskordant auf einer flach E bis SE fallenden Störungsfläche, die von einer markanten, mehrere Meter dicken Kataklase- und Fault Gouge-Zone begleitet wird, von der der Hangendblock („Gaisberg-Trias“) wie der Liegendblock (leicht metamorphe siliziklastische Sedimente der Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex) gleichermaßen stark erfasst sind. Die Gesteine sind hierbei bis in den Feinkornbereich ultrakataklastisch deformiert (vgl. BARNICK, 1962). Der Hangendblock ist durch einen Schrägzuschnitt der Schichtfolge charakterisiert, wobei diese aufgrund des W-Fallens nach Osten in das Spertental (Kobinger Graben) vollständiger erhalten und stratigrafisch älter wird. Allerdings sind die basalen, klastischen Rotsedimente, zum Teil die Reichenhall-Formation, als stark ausgedünnter „Leithorizont“ auf einem Großteil der Störungsfläche zu finden, auch im Norden und Nordwesten. Bestens aufgeschlossen sind die Störungsfläche und die sie begleitende Kataklasitzone im Kienzingbachgraben, in den Gräben nordöstlich der Bärstattalm und am Nordhang des Gaisberges.

Dort konnte im Wettersteindolomit über der Scherfläche anhand von Messungen an spröden Störungen ein Transport Richtung ESE abgeleitet werden. Im darunterliegenden Basement, das sich hier vor allem aus der Schattberg- und Löhnersbach-Formation zusammensetzt, wurden mehrere m-dicke Zonen mit Fault Gouge beobachtet, der mm- bis cm-große, selten auch dm-große, abgerollte Quarz(it)bruchstücke enthält. Die Längsachsen solcher Bruchstücke sind NNE–SSW orientiert, orthogonal zur ESE-gerichteten Bewegung, die auch anhand von C-Typ Gefügen (sensu HUET et al., 2020) beobachtet werden konnte (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Aufgrund von Schersinnkriterien an Kleinstrukturen sowie mehrere Meter mächtiger Kataklasite und Fault Gouges ist von einem Detachment mit abschiebender Kinematik auszugehen, auf dem der Hangendblock als Kippscholle nach ESE bewegt und rotiert wurde (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Der Betrag des Transportes dürfte in der Größenordnung von 10er km liegen. Möglicherweise zählen zu diesem Deformationsereignis auch E-vergente, asymmetrische Falten im Kobinger Graben, die später durchgeschert wurden. Nach ORTNER & REITER (1999) amputieren die Abschiebungen nicht nur einen Teil der Schichtfolge, sondern auch einen Teil des Metamorphoseprofils und bringen Gesteine der schwachen Anchimetamorphose in der „Gaisberg-Trias“ in Kontakt mit Gesteinen der unteren Grünschieferfazies im Basement. Nachdem die Metamorphose in der Unterkreide stattfand (KRUMM, 1984), sollte die Streckung jünger sein und während der Oberkreide stattgefunden haben (vgl. FROITZHEIM et al., 1994).

Eine steile WNW–ESE verlaufende Störung innerhalb der „Gaisberg-Trias“ trennt Wettersteindolomit im Süden von Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit im Norden. Zur Störung hin werden durch Schleppung letztere Einheiten von mittelsteilem NW-Fallen zu N-Fallen verbogen. Diese Störung endet auf der Abschiebungsfläche an der Basis der Trias und kann als Tear Fault zur Abschiebung interpretiert werden, welche später als steile Aufschiebung reaktiviert wurde. Eine ähnliche Funktion dürfte die Kienzingbach-Störung haben, allerdings sitzt diese auf einer tiefer liegenden Abschiebung innerhalb des Basements.

Die „Gaisberg-Trias“ ist nach Westen verkippt und um eine nach WNW abtauchende Faltenachse offen verfaltet (ORTNER & REITER, 1999). Hierbei zeigen die Nordalpinen Raibler Schichten aufgrund ihrer wechselnden Schichtfolge, der guten Bankung und der Nähe zum Faltenscharnier eine stärkere Verfaltung als der Wetterstein- und Hauptdolomit. NNE–SSW-Verkürzung ist ebenso im liegenden Basement zu beobachten, wo die Schieferung um solche Faltenachsen gefaltet ist, sowie cm- bis dm-große Isoklinalfalten und eine Krenulation dazu koaxial sind. Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass sich die NNE–SSW-Verkürzung und die Bewegung Richtung ESE genetisch voneinander nicht trennen lassen, ineinander übergehen oder gleichzeitig stattfanden.

Östlich des Spertentales liegen die permischen bis untertriassischen, klastischen Gesteine topografisch deutlich höher als an der Basis der „Gaisberg-Trias“. Es wird eine talparallele, steile? Störung vermutet, an der der westliche Block abgesenkt wurde (Spertental-Störung). In den Gräben nordöstlich der Bärstättalm gibt es eine Häufung von SW–NE streichenden Störungen mit sinistralem Ver-

satz, untergeordnet finden sich NW–SE bis N–S streichende Störungen mit dextralem Versatz bzw. einer Schrägaufschiebungs-Komponente nach Norden und Süden, welche die basale Abschiebungsfläche überprägen. Diesen Eindruck gewinnt man auch am Nordende der „Gaisberg-Trias“ nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation. Die dortige, flach Südwest fallende, basale Störungsfläche weist flachen, sinistralen Abschiebungscharakter mit Bewegung des Hangendblocks nach ESE auf und scheint verbogen zu sein.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Die in diesem Kapitel verwendeten quartären Begriffe und Massenbewegungsbezeichnungen folgen dem Begriffskatalog von STEINBICHLER et al. (2019).

Grundmoränenablagerungen mit polymiktem Geschiebespektrum der Würm-hochglazialen Vergletscherung sind vor allem auf 1.250 m bis 1.350 m auf der Hangterrasse von der Bärstätt- über die Leitner- bis zur Lichteneggalm sowohl in größeren Flächen, als auch skelettartig (**Moränenstreu**) verbreitet. Südöstlich unterhalb der Kobingerhütte fällt die dichte Streu von teils mehreren m^3-großen **Erratischen Blöcken** auf, wobei Metavulkanite, verschiedene Marmore, Phyllite und Glimmerschiefer (von Komplexen der Staufen-Höllengebirge-Decke) zu nennen sind. Erratika kommen auch am Gipfel des Gaisberges (1.770 m) vor, womit dessen Überfließen durch den Gletscher bewiesen wäre. Spuren der **subglazialen Überformung** sind anhand abgerundeter Geländeformen von den mittleren Hangbereichen der Ostabdachung bis zum Gipfelkamm allenthalben deutlich sichtbar. Im Laserscanbild ist die talaus gerichtete Gletscherfließrichtung an der glazialen Striemung vor allem an den Rücken westlich über und nordöstlich unterhalb der Bergstation des Gaisberg-Lifts wie auch am Ostabfall der Bärstättalm in das Spertental ersichtlich. Schwach in Raibler Dolomite eingetiefte, insgesamt NNE–SSW mit wechselnder Streichrichtung von NE–SW bis N–S verlaufende Grabenstrukturen wenig östlich bis südöstlich unterhalb der Bärstättalm könnten als **sub- bis randglaziale Entwässerungsrinnen** gedeutet werden. Genauere Betrachtungen zeigen jedoch, dass sich diese Gräben an beiden Enden verengen bzw. schließen („zu machen“) und ihre größte Öffnungsweite demnach in ihrem zentralen Bereich erlangen. Überdies sind an den Grabenrändern unterschiedlich verstellte Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen. Daher handelt es sich dabei eher um möglicherweise bereits in der Eiszerfallsphase entstandene Zerrgräben eines initialen Bergzerreißungsprozesses aufgrund der typischen Hart-Weich-Wechsellagerung dieser Gesteine. Schräggeschichtete, teils steil gestellte Sande und Kiese an einem Grabenausgang nordöstlich Leiten sind mit **Eisrandsedimentation** im Zuge der abschmelzenden Eismassen im Würm-Spätglazial zu erklären. Die breite Schuttschürze zwischen Bärstättalm und Kobingerhütte ist durch die Verwitterungsanfälligkeit des tiefgreifend aufgelockerten Hauptdolomits des Gaisberges bedingt. Die erodierten **Hangsedimente** sind am Ausgang tiefer Rinneneinschnitte auf der Hangterrasse der Leitner Alm in einer Reihe von **Murenkegeln** auf Moränenablagerungen wieder abgelagert worden. Ansehnliche Muren- und **Schwemmkegel** haben sich im Talgrund des Spertentals am Ausgang des Kienzingbach- und Rettenbachgrabens gebildet. Mächtige teils terrassierte (Würm-spätglaziale?) **Wildbach- und Murenablagerungen** sind im unteren Teil der Gräben am Nordostabfall der Bärstättalm akkumuliert. Ausgedehnte teils grobblockige **Felssturzablagerungen** säumen den Wandfuß des Wetterstein- und Hauptdolomits am Nordabfall des Gaisberges. Eine „Hart auf Weich“-Situation verursacht hier starke Bergzerreißung im mechanisch relativ spröden Wettersteindolomit über dem mechanisch duktilen Unterlager aus Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation und entsprechende Blockschuttbildung.

Gravitative Massenbewegungen

Kleinräumige **Gleitmassen** mit Übergängen zur **Fließmasse**, zusammengesetzt aus kleineren Felsschollen, Blöcken, Steinen und kiesigen Klasten aus Trias-Sandsteinen und Trias-Karbonaten sowie verwitterter und tektonisch zerriebener, sandig-tonig-mergeliger Matrix (Reichenhall-Formation, Alpiner Buntsandstein, Löhnersbach-Formation) haben sich über dem Fault Gouge-Letten der Löhnersbach-Formation am Ausgang der Gräben nördlich von Leiten gebildet. Prozesstyp und Lage sind somit eindeutig geologisch und tektonisch induziert. Etwas höher im Graben nordnordwestlich von Leiten hat sich eine kleine Fließmasse aus Raibler Karbonat-Blöcken und Feinklastika zum Teil auf Wettersteindolomit hinabgewälzt. Lokale Gleit- und Fließmassen sind auch an den Abhängen der Wiegalm in das Brixenbachtal entwickelt. Geologische und morphologische Indizien („Hart auf Weich“-Konstellation der Gaisberg-Trias über dem paläozoischen Basement, verbunden mit tiefgreifenden Zerrstrukturen inklusive antithetischer Brüche, die den gesamten Gaisberg durchziehen) sprechen dafür, dass der gesamte Osthang des Gaisberges als großer zusammenhängender Bereich eines vielleicht bereits im Prä-Würm-Hochglazial einsetzenden, initialen Driftprozesses, vielleicht auch zusammen mit sehr **initialen** Gleitbewegungen entlang der großen Abschiebungsfläche, interpretiert werden kann. Hierfür sprechen der mehr oder weniger scharfe Abbruchrand des Gaisberges nach Osten, der sowohl im Wetterstein- als auch im Hauptdolomit ausgebildet ist und der als gleichermaßen initiale Hauptabrisskante interpretiert werden könnte. Die Abrisskante orientiert sich an NE–SW und N–S streichenden, steilen Störungen, die entlang des Kienzingbachgrabens und auch im Wettersteindolomit von Leiten bis zum Gaisberg-Lift beobachtet wurden. Diese Störungen reichen bis zur großen basalen Abschiebungsfläche bzw. versetzen diese geringfügig. Die **basale flache tektonische Abschiebung** nach ESE könnte als mechanische Schwächezone somit auch für basale Drift- und Gleitbewegungen in Frage kommen, die aber aufgrund der fehlenden Dislozierung des durchwegs zusammenhängenden Gebirgsverbandes insgesamt nur sehr geringe Transportweiten (Meter bis wenige Zehnermeter) aufweisen kann. Eine zugehörige Diskontinuitätsfläche wäre im Norden möglicherweise der tiefe Graben nördlich der Bärstättalm. Dadurch ließe sich dort auch ein Teil des „Versatzes“ der Nordalpinen Raibler Schichten erklären. Im Süden und Osten wäre diese gravitative „Großstruktur“ durch den Ausstrich der basalen Hauptabschiebungsfläche der Gais-

berg-Trias begrenzt. Treppenförmig abgesetzte Felskörper und muschelförmige Abbruchränder zwischen der Wiegalm und der Kobingerhütte und eine Reihe von überwiegend NE–SW orientierten, bis zur Bärstättalm reichenden **antithetischen Bruchstrukturen,** die auch Moränen- und Hangablagerungen versetzen, zeigen eine tiefgreifende Hangdeformation innerhalb der Gaisberg-Ostflanke an. Die Genese einer markanten NE–SW verlaufenden Hangkante unterhalb der Kobingerhütte ist noch nicht eindeutig geklärt: sie könnte eine **synthetische Abrisskante** der tiefgreifenden großräumigen Hangdeformation, aber auch einen **Kompressionswall** (Stirn-/Stauchwulst) eines lokalen und relativ flachgründigen, initialen Bereichs einer Gleitung im Umfeld der Kobingerhütte bis nach Südwesten zur Wiegalm darstellen.

Markante **Bergzerreißungsstrukturen** im Hauptdolomit am Gaisberg-Hauptgipfel mit einer gebogenen, nach Westen konkaven Abbruchkante und dazugehörige antithetische Brüche zeigen auch eine westseitige Hangbewegung an.

Literatur

Ampferer, O. (1907): Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1907**, 389–393, Wien.

Barnick, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 295–316, Wien.

Belocky, R., Slapansky, P., Ebli, O., Ogorolec, B. & Lobitzer, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich): Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**/2 (Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 13–33, Wien.

Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **87**, 559–612, Basel.

Heinisch, H. (2000a): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im Kalkalpin auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 288–289, Wien.

Heinisch, H. (2000b): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 353–355, Wien.

Heinisch, H. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 425–426, Wien.

Heinisch, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**, 386–387, Wien.

Heissel, W. (1957): Zur Geologie der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 95–132, Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren – Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Krainer, K. & Stingl, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen der Oberrheinischen Geologischen Vereinigung, N.F. **68**, 93–103, Stuttgart.

Krumm, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge. Ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geologische Rundschau, **73**, 223–257, Stuttgart.

Malzer, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 99 S., mit geologischer Karte 1:25.000, Innsbruck.

Mostler, H., Angerer, H., Hohenbühel, K., Krainer, K., Poscher, G. & Stingl, V. (1986): Überprüfung und Detailuntersuchung von Schwermetall-Indikationen aus der regionalen Geochemie im Westabschnitt der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Zell am See. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-020/82, 112 S., Innsbruck.

Ortner, H. & Reiter, F. (1999): Kinematic history of the Triassic South of the Inn Valley (Northern Calcareous Alps, Austria) – Evidence for Jurassic and Late Cretaceous large scale normal faulting. – Memorie di Scienze Geologiche, **51**, 129–140, Padova.

Ortner, H., Reiter, F. & Brandner, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone–sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. – Tectonophysics, **414**, 241–258, Amsterdam.

Schlosser, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1895**, 340–361, Wien.

Siblik, M. (1999): On Carnian Brachiopods of the Gaisberg near Kirchberg in Tirol (Northern Calcareous Alps, Tyrol). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 113–120, Wien.

Steinbichler, M., Reitner, J.M., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Stingl, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12**, 207–233, Innsbruck.

Stingl, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – Geologische Rundschau, **76**/2, 647–664, Berlin–Heidelberg.

Stingl, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein in the western part of the Northern Limestone Alps. – Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology, **72**, 249–262, Amsterdam.

Stingl, V. (2015a): Beitrag zu den Erläuterungen zu Blatt 121 Neukirchen, Erforschungsgeschichte des kalkalpinen Anteils und Erläuterungen zur Kartenlegende Permomesozoikum. – Unveröffentlichtes Manuskript, 13 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Stingl, V. (2015b): Permomesozoikum. – In: Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J.M. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 158–165, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel

Benjamin Huet, Anna Rogowitz (Auswärtige Mitarbeiterin), Manfred Linner & Christoph Iglseder

Dieser Bericht präsentiert Geländebeobachtungen, die zwischen 2017 und 2019 im Laufe einer Kartierung der Deckengrenze zwischen der liegenden Wildkogel-Decke im Süden und der hangenden Windau-Decke im Norden auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel gewonnen wurden. Fünf Hauptthemen werden in diesem Bericht behandelt: (1) die Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze, (2) die Kartierungskriterien für die Deckengrenze, (3) der Verlauf der Deckengrenze, (4) die Deformation der Deckengrenze und (5) Argumente für eine eo-alpidische Aktivität der Deckengrenze.

Im Rahmen der Neukartierung des Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um eine einheitliche sowie moderne, tektonische und lithostratigrafische Gliederung und Nomenklatur der untersuchten Einheiten herzustellen. Die neue lithostratigrafische und tektonische Nomenklatur der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und der „Westlichen Grauwackenzone“ in den Kitzbühler Alpen von Huet et al. (2019) wird hier angewendet und die Hauptpunkte dieser neuen Nomenklatur sind hier kurz angeführt. Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser entspricht dem „Steinkoglschiefer“ nach Ohnesorge (1908), welcher Granat und/oder Biotit führt, sowie nördlich angrenzende Anteile der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die größtenteils aus phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebaut sind. Die Windau-Decke umfasst den nördlichen Anteil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ inklusive dem „Windau-Halbfenster“ (z.B. Tollmann, 1977), welche keine Hinweise auf eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies liefert, sowie höhergradige metamorphe Anteile der „Westlichen Grauwackenzone“ (z.B. Heinisch & Panwitz, 2007, 2008). Lithostratigrafisch beinhaltet die Windau-Decke vom Liegenden in das Hangende drei Hauptelemente: (1) den Kreuzjoch-Komplex, (2) den Metagranit des Kellerjoch-Lithodems und (3) paläozoische siliziklastische Einheiten der „Westlichen Grauwackenzone“ (hauptsächlich Löhnersbach- und Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex). Diese wurden in der Staufen-Höllengebirge-Decke definiert (Heinisch et al., 2015), treten aber auch in der Windau-Decke auf.

Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze

Das Hauptargument für die Existenz einer Deckengrenze stammt aus N–S verlaufenden Deformations- und Metamorphosegradienten sowohl in der Wildkogel-Decke im Trattenbach-Komplex, als auch in der Windau-Decke zwischen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex. Die Merkmale dieser Gradienten werden hier entlang repräsentativer Profile beschrieben.

Im Skigebiet Wildkogel-Arena gibt es ein leicht erreichbares N–S-Profil auf dem Weg über dem Grat von der Bergstation bis zur Herrensteigscharte, durch den überkippten Hangendteil der Wildkogel-Decke. Von der Bergstation bis zum Braunkogel sind Paragneise und Glimmerschiefer mit untergeordnet Orthogneis aufgeschlossen. Sie sind grobkörnig beziehungsweise grobschuppig, führen, wenn vorhanden, gut erhaltenen Granat und/oder Biotit und verwittern gelb-bräunlich. Vor dem Braunkogel taucht eine W–E streichende, diskrete Krenulationsschieferung auf, die großräumig verfaltet wird. Der Granat ist teilweise statisch in Chlorit umgewandelt. Chloritoid kann in feinen Aggregaten, möglicherweise Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschlüsse BH-16-0341.5 – entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz – und BH-17-0126), oder als makroskopisch sichtbare Einzelkristalle beobachtet werden (Aufschluss BH-17-0126). In der Gegend vom Frühmessergipfel wird die Krenulationsschieferung mit engerem Abstand immer deutlicher ausgeprägt und bildet dann die Hauptschieferung. Der Glimmerschiefer wird zunehmend phyllonitisch. Er ist silbrig, die Korngröße der Hellglimmer wird geringer und mm- bis cm-lange Streifen von Chlorit auf der Schieferung deuten auf dynamische Umwandlung von Granat hin. Nach dem Gipfel tritt ein feiner, chloritreicher Grünschiefer mit kleinen (< 0,5 mm) Albitblasten (Aufschluss BH-17-0152) auf. Am nordöstlichen Grat vom Frühmesser gibt es keine Anzeichen mehr für Granat und/oder Biotit. Die Phyllonitisierung ist noch stärker und W–E gestreckte, teils verfaltete, cm-dicke, graue Quarzlinsen sind häufig. Seltene und teilweise unklare Schersinnindikatoren, wie Sigmoide oder C‘-Typ Scherbandgefüge, weisen auf eine sinistrale Scherung hin.

Die Deckengrenze ist nicht als eine scharfe Linie ausgebildet, sondern in Form einer 50 bis 100 m mächtigen Scherzone in grauem bis silbrigem, sehr feinkörnigem Glimmerschiefer südwestlich der Herrensteigscharte (Aufschluss BH-17-0157). Nördlich dieser Scharte sind stark deformierter Quarzphyllit, Phyllit und untergeordnet Paragneis des Kreuzjoch-Komplexes aufgeschlossen. Auf dem Grat Richtung Laubkogel (Aufschluss BH-16-0446) ist ein rötlicher, Karbonat führender Chloritschiefer mit Albitblasten in einer isolierten, metermächtigen Lage aufgeschlossen. Er wird als Fortsetzung der teilweise karbonatischen Grünbeziehungsweise Chloritschieferhorizonte betrachtet, die im Nassentalgraben und im Mühlbachtal entlang der Deckengrenze innerhalb von Phyllit des Kreuzjoch-Komplexes auftreten. Zusammenfassend zeigt das beschriebene Profil kontinuierliche Deformations- und Metamorphosegradienten und weist auf eine nach Norden in Richtung der Deckengrenze zunehmend lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer retrograden Metamorphose übereinstimmt. Solche Merkmale kann man ebenfalls in Profilen nördlich vom Wildkogel und nördlich vom Speikkogel beobachten.

N–S-Profile innerhalb der Windau-Decke im Hangenden der Deckengrenze erlauben eine gute Dokumentation dieser Gradienten zwischen Gesteinen, die traditionell der „Westlichen Grauwackenzone“ beziehungsweise der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ zugeordnet waren (z.B. Tollmann, 1977). Einfach erreichbare und gut aufgeschlossene

Profile befinden sich auf dem Grat zwischen Steinbergstein und Schneegrubenspitze oder auf dem Forststraßennetzwerk westlich des Kreuzjoches. In den nördlichen Teilen der Profile sind Metasandstein, Metasiltstein und Tonschiefer aufgeschlossen, die zur Löhnersbach- und Schattberg-Formation des Glemmtal-Komplexes zugeordnet wurden (Heinisch & Panwitz, 2007, 2008). Diese Lithologien sind wenig deformiert und die Schichtung bildet das dominierende planare Gefüge. Detritäre Hellglimmer und sedimentäre Gradierungen sind noch erkennbar. Neu gesprosster Hellglimmer und Chlorit sind selten mit freiem Augen erkennbar. Nach Süden stellt sich progressiv eine diskrete Schieferung entweder als disjunktive Schieferung oder Krenulationsschieferung ein, welche die Schichtung schneidet. Dabei werden Quarzmobilisate und glänzende Schichtsilikate nach Süden häufiger.

In dieser Übergangszone tritt oft der Metagranit des Kellerjoch-Lithodems in 10 bis (?)100 m mächtigen, diskontinuierlichen Körpern und Zügen auf (Aufschlüsse BH-18-0171 und BH-18-0186). Seine Matrix ist graugelb bis bräunlich, oft alteriert und feinkörnig. Die Kalifeldspatkristalle sind zentimetergroß, hell und oft von einem Chloritsaum ummantelt. Der Metagranit zeigt selten ein penetratives planares Gefüge; Mylonitisierung wurde nicht beobachtet. Südlich dieses Metagranits erkennt man fast keine sedimentären Strukturen mehr und das dominante planare Gefüge ist eine enge Krenulationsschieferung, die subparallel zur Deckengrenze liegt. Die intensive Deformation und Metamorphose hat die Metasedimente in Phyllit, Quarzphyllit und Quarzit des Kreuzjoch-Komplexes umgewandelt. Diese enthalten zahlreiche deformierte Quarzmobilisate, führen leicht glänzenden Hellglimmer und auf der Schieferung neu gesprossten Chlorit. Diese Merkmale sind die klassischen Kartierungskriterien für die „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ (Heinisch & Panwitz, 2007, 2008). Es ist trotzdem schwierig, eine scharfe lithologische Grenze zwischen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex darzustellen. Die Abwesenheit von lokalisierter Deformation an der fließenden lithologischen Grenze zwischen den beiden Komplexen und auch im Metagranit des Kellerjoch-Lithodems widerspricht eindeutig der Gliederung von Kober (1938) und Tollmann (1977): der „Kellerjoch-Orthogneis“ stellt keinen Deckenscheider dar! Zudem haben bereits Heinisch & Panwitz (2007, 2008) zuerst erkannt, dass es lokal keine tektonische Grenze zwischen den Gesteinen gibt, die traditionell der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ beziehungsweise der „Westlichen Grauwackenzone“ zugeordnet waren. Nichtsdestotrotz weisen die kontinuierlichen Deformations- und Metamorphosegradienten auf eine nach Süden in Richtung der Deckengrenze zunehmende, lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer prograden Metamorphose einhergeht.

Kartierungskriterien für die Deckengrenze

Die Deformationsgradienten in Richtung der Deckengrenze und die Tatsache, dass der Metamorphosegradient im Süden, in der liegenden Einheit, retrograd und im Norden, in der hangenden Einheit, prograd ist, implizieren, dass der Trattenbach-Komplex (Wildkogel-Decke) einerseits und die Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplexe (Windau-Decke) andererseits nicht den gleichen tektonischen Einheiten angehören können. Dies bedeutet aber nicht, dass die Deckengrenze im Gelände einfach zu kartieren ist. Die primäre Herausforderung ist die Unterscheidung zwischen einem stark deformierten, feinkörnigen, retrograd überprägten, phyllonitischen, quarzreichen Glimmerschiefer im Trattenbach-Komplex und einem genauso stark deformierten, feinkörnigen, prograd kristallisierten Quarzphyllit im Kreuzjoch-Komplex. Zudem sind Leithorizonte meist abwesend. Der Amphibolitzug im Trattenbach-Komplex im Gebiet Schafsiedel und die subparallel zur Deckengrenze liegenden, teilweise karbonatischen Grün- und Chloritschieferhorizonte im Kreuzjoch-Komplex im Gebiet Mühlbachtal bilden eigentlich Ausnahmen und sind diskontinuierlich. Es wurde deshalb versucht, Geländekriterien zu definieren, die eine Kartierung der Deckengrenze für den Zielmaßstab 1:50.000 erlauben.

Die Deckengrenze hat sich leicht morphologisch ausgeprägt. Wo sie einen Grat schneidet, befindet sie sich an flachen oder gerundeten, oft „erdigen“ Scharten zwischen spitzigen Felsen (z.B. Herrensteigscharte, Geigenscharte, Scharte südlich vom Gamskogel). Wo sie an einem Hang die Isohypsen schneidet, liegt sie oft in Gräben (z.B. westlich der Fleckl-Grundalm, westlich vom Steinkogel). Wo sie an einem Hang den Isohypsen folgt, bildet sie eine Geländestufe oder flachere Bereiche zwischen kleinen Felswänden (z.B. nördlich vom Speikkogel, nördlich vom Grat Freimöserkopf–Mitterkopf–Kröndlberg). An der Deckengrenze wurden oft milchig weiße, eckige, große Quarzmobilisate (> 50 cm) als Lesesteine gefunden. Es ist anzumerken, dass diese sehr selten im Kreuzjoch- beziehungsweise Trattenbach-Komplex anstehend gefunden wurden. Sinistrale Schersinnindikatoren, wie Sigmoide, C‘-Typ Scherbandgefüge oder „flanking structures“, wurden auch nur in der unmittelbaren Nähe der Deckengrenze gefunden (z.B. Fleckl-Grundalm, Geige, Überlebenscharte).

Auch lithologische Eigenschaften und Beobachtungen weisen auf Unterschiede beiderseits der Deckengrenze hin. Der phyllonitische Glimmerschiefer (Wildkogel-Decke) hat einen gelben, blauen oder silbrigen Glanz und zeigt diffuse Chloritflecken auf der Schieferung. Auch sind einzelne, mit freiem Auge sichtbare Hellglimmerkörner und bis zu 2–3 mm mächtige Hellglimmerpakete in den Mikrolithon-Bereichen ausgebildet. Häufig sind grau durchscheinende, gestreckte und/oder verfaltete, feinkörnige Quarzmobilisate, die selten mehr als 50 % des Gesteinsvolumens bilden. Im Unterschied dazu ist der Quarzphyllit (Windau-Decke) grau, hat weniger Glanz und Chlorit taucht in bis zu 2–3 mm mächtigen, diskontinuierlichen Lagen auf. Einzelne Hellglimmerkörner sind fast nur in quarzarmen Lagen mit freiem Auge zu beobachten und die Hellglimmerpakete sind dünn (< 1 mm). Meistens sind sie in den Domänen mit Krenulationsschieferung, zwischen quarzreichen Mikrolithon-Bereichen, zu finden. Der Anteil der Quarzmobilisate kann mehr als 50 % erreichen und diese sind tendenziell milchig weiß und nicht durchscheinend. Auch Deformationsunterschiede wurden beobachtet. Im phyllonitischen Glimmerschiefer ist die Hauptschieferung gut geregelt, hingegen kann es schwierig sein, im Quarzphyllit eine gerade Fläche zu finden, um die Schieferung zu messen.

Die hier beschriebenen Kriterien ergeben auf jedem Fall keine vollständige Sammlung und Regel, können nur kombiniert angewendet werden und können sich teilweise auch in der jeweils anderen Einheit finden. Eine scharfe

Trennung mit Hilfe dieser Kriterien und stark lokalisierter Deformation wurde nur an einer Forststraße nördlich der Filzenhöhe im Mühlbachtal (Aufschluss BH-17-0100.5, sogar mit Fault Gouge) und an einer neu gebauten Straße im Lämmerbichl oberhalb vom Salzachtal (Aufschluss BH-19-0347) beobachtet. Es ist aber nicht auszuschließen, dass die Deckengrenze dort von späteren Störungen lokal reaktiviert wurde.

Um die Deckengrenze präzise zu kartieren, wurde folgende Vorgangsweise erfolgreich angewendet: Zuerst wurde eine 100 bis 500 m breite Scherzone mithilfe der Deformations- und Metamorphosegradienten, der Oberflächenmorphologie und/oder der großen milchweißen Quarzmobilisate identifiziert. Anschließend wurde durch wiederholtes Hin- und Zurückgehen, quer über die Scherzone, eine 10 bis 50 m breite Zone eingegrenzt, in welcher sich die Deckengrenze befindet. Dies genügt in der Genauigkeit für den Zielmaßstab 1:50.000. Die Breite dieser Zone und die periodische Wiederholung der genannten Kriterien im Grenzbereich weisen auf eine Mischung der Gesteine beider Decken durch Verschuppung an der Deckengrenze hin.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Wildkogel-Decke und der Windau-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) bis zum Langen Grund (auf Blatt 120 Wörgl) durch das Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Ihr Verlauf wird von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze liegt immer subparallel zum dominierenden planaren Gefüge und schneidet die lithologischen Züge der Decken, die sie begrenzt, nur spitzwinkelig. Vom Salzachtal bis Mühlbachtal ist die Deckengrenze steilstehend bis saiger (60–90° Fallwinkel). W–E bis WNW–ESE streichend, verläuft sie subparallel zur auf Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) dargestellten Basis der Staufen-Höllengebirge-Decke. Ab dem Ort Perill liegt die Deckengrenze invers und folgt mehr oder weniger der auf dem Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) dargestellten lithologische Grenze zwischen der „Zone der Steinkogelschiefer“ und der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“. Sie ist zuerst steil bis senkrecht (60–90° Fallwinkel) und fällt nach S–SSW ein und wird progressiv flacher (30–60° Fallwinkel) mit einem Einfallen nach Südwesten. In diesem Gebiet liegt sie auch parallel und im Hangenden von teilweise karbonatischen Grün- beziehungsweise Chloritschieferhorizonten des Kreuzjoch-Komplexes. Diese sind auf dem Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) kartiert und wurden im Nassentalgraben wiedergefunden. Auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger, nördlich vom Wildkogel, liegt die Deckengrenze zwischen 1.500 und 1.700 m Seehöhe. Sie folgt teilweise der auf der GEOFAST-Karte Neukirchen am Großvenediger (Kreuss, 2008) dargestellten lithologischen Grenze zwischen „Steinkogel-Komplex“ und „Innsbrucker Quarzphyllit-Decke“. Es ist anzumerken, dass vom Salzachtal bis in das Mühlbachtal und nördlich vom Wildkogel die Deckengrenze öfters von Grundmoränen- oder Eisrandablagerungen bedeckt ist. Trotzdem können in Flussläufen (Rettenbach, Mühlbach) beziehungsweise Gräben (Ht. Schliefgraben, Nassentalgraben, Markgraben) gute Profile senkrecht zur Deckengrenze verfolgt werden.

Westlich vom Mühlbachtal ist die Aufschlusssituation deutlich besser. Die Deckengrenze liegt invers, streicht etwa in W–E-Richtung, steht mittelsteil bis steil (45–70° Fallwinkel) und folgt dem Bachbett bis rund 100 m südwestlich der Herrensteigscharte am Grat zum Frühmesser. Ab der Herrensteigscharte und bis zum Kröndlhorn verläuft die Deckengrenze über ca. 10 km teilweise entlang des Hauptkamms beziehungsweise der Landesgrenze. Sie fällt invers nach SSW–SSE mit einem Fallwinkel meistens zwischen 60° und 75° ein und lauft knapp nördlich der Geigenscharte, weiter über die Geige und die Scharte südlich vom Gamskogel, schneidet das Trattenbachtal um 1.640 m Seehöhe und erreicht den Grünkogel. Die Deckengrenze wird von steilen Störungen nördlich vom Freimöserkopf scheinbar sinistral versetzt, streicht weiter W–E mit einem flachen Fallwinkel (25–50°) und setzt sich am nördlichen Fuß des Grates zwischen dem Freimöserkopf und dem Kröndlberg um 2.100–2.300 m Seehöhe bis zur Scharte in 2.305 m fort. Zwei von Heinisch & Panwitz (2011, 2016) kartierte Störungen unterbrechen die Deckengrenze, wodurch diese nur auf einer kurzen Strecke auf dem Hang südöstlich der Neuen Bamberger Hütte zu verfolgen ist.

Westlich der Neuen Bamberger Hütte lässt sich die Deckengrenze kontinuierlich verfolgen. Sie verläuft zunächst am Fuß des östlichen Schafsiedelrückens bis zur Überlebensscharte mit einem Einfallen nach SSW–SSE und einem Fallwinkel von 25° bis 50°. Am Küharnbachtrog nördlich des Schafsiedels fällt die Deckengrenze dann mit einem sehr variablen Fallwinkel von 10° bis 60° in alle Richtungen. Von der Neuen Bamberger Hütte zum Küharnbachtrog befindet sich die Deckengrenze im Liegenden eines von Heinisch (2013) und Heinisch & Panwitz (2011, 2016) kartierten, markanten Amphibolitzuges im Trattenbach-Komplexes. Westlich des Schafsiedels ist die Deckengrenze verfaltet und wird dadurch wieder aufrecht mit einem Einfallen nach N bis NNW und einem Fallwinkel von 35° bis 70°. Sie streicht an den Rücken östlich der Hochheldenalm, quert den Frommbach auf 1.440 m Seehöhe, erreicht um 1.720 m Seehöhe den Kamm nördlich der Pallspitze (auf Blatt 120 Wörgl) und quert den Langen Grund nördlich der Martl-Erlaualm und südlich der Erlauerhütte. An der Forststraße zur Frommalm wurde südlich der Deckengrenze der charakteristische massige Amphibolit im Trattenbach-Komplex gefunden.

Deformation der Deckengrenze

Der komplizierte Verlauf im Kartenbild und die plötzlichen Änderungen der Fallrichtung beziehungsweise des Fallwinkels der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decken weisen auf eine Deformation der Deckengrenze nach ihrer Bildung hin. Diese spätere Deformation, durch Falten und Störungen charakterisiert, wird im Folgenden erläutert.

Auf dem Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger ist die Deckengrenze fast durchgehend invers lagernd und nach SSW–SSE bis senkrecht einfallend. Nur westlich vom Schafsiedel und östlich vom Mühlbachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) ist sie aufrecht gelagert und mit N–NE Fallrichtung zu beobachten. Die inverse Lagerung ist zumeist durch großräumige Falten bedingt. Diese zeigen ungefähr W–E-streichende Faltenachsen und mittelsteil nach Süden

einfallende Achsenflächen. Solche Falten sind besonders gut nördlich der Mündung des Mühlbachtals beziehungsweise im Graben nördlich der Baumgart-Grundalm zu beobachten. Sie erklären die Fallrichtungsänderung zwischen der West- und Ostseite des Mühlbachtals sowie westlich des Schafsiedels. Sie erklären auch die Deformation des Marmorzuges innerhalb des Trattenbach-Komplexes zwischen dem Gernkogel und dem Mühlbachtal. Ebenfalls wurden Falten mit ähnlicher Geometrie, aber nach Norden einfallenden Achsenflächen beobachtet. Bisher ist es unsicher, ob diese einer anderen Faltengeneration angehören oder wieder verfaltete Falten mit nach Süden einfallenden Achsenflächen sind. Es ist anzumerken, dass das Erkennen dieser Falten das tektonische Bild der Kitzbühler Alpen radikal verändert. Es wurde bis jetzt angenommen, dass die „Steinkogelschiefer" im Hangenden der „Innsbruck Quarzphyllitzone" liegen (Tollmann, 1977; Schulz, 1992; Satir & Morteani, 1979; Heinisch et al., 2013). Diese Hypothese hatte zur Folge, dass der „Steinkogelschiefer", anders als jetzt, als Element des Mittelostalpins (sensu Tollmann, 1977) angesehen wurde, was jedoch zu großräumigen geometrischen Komplikationen führte (Tollmann, 1977).

Während der Kartierung wurden einige Störungen identifiziert, welche die Deckengrenze schneiden. Dabei wurde versucht, nur jene Störungen darzustellen, die zu einem eindeutigen Versatz führen. Solche Störungen befinden sich westlich vom Grünkogel sowie zwischen dem Kröndlberg und der Neuen Bamberger Hütte. Drei der vier Störungen sind scheinbar steilstehend und streichen SSW–NNE. Es wird vermutet, dass sie der oligozänen bis miozänen W–E-Dehnung im Handenden vom Tauernfenster zuzuordnen sind. Störungen dieses Ereignisses wurden entlang des Salzachtals zwischen Gerlospass und Zell am See häufig beobachtet. Somit ist das „Auskeilen" der Wildkogel- und Windau-Decken Richtung Südosten auf solche Störungen zuzuführen.

Argumente für die eo-alpidische Aktivität der kartierten Deckengrenze

Die metamorphe Geschichte des Trattenbach-Komplexes ist zweiphasig (Schulz, 1992; Huet et al., 2018). Das erste Ereignis ist in Paragneisen des Steinkogel-Lithodems aus einer Paragenese mit Kernen von Granat, anorthitreichem Plagioklas, Biotit, Muskovit und Ilmenit ableitbar. Im selten auftretenden, Al-reichen Glimmerschiefer ist der Granat einphasig und rechteckige Chloritoid-Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Staurolith des ersten Ereignisses interpretiert. Die berechneten Bedingungen (~0.7 GPa, 530° C) liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies und sind konsistent mit Ergebnissen der Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial im Steinkogel-Lithodem. Ein Sm-Nd Granatalter von 327 ± 4 Ma, gemessen an einem Al-reichen Glimmerschiefer und ein U-Pb Apatit-Abkühlalter von 293 ± 12 Ma, gemessen an einem Paragneis, zeigen, dass diese Metamorphose während des variszischen Ereignises erfolgte. In granat- und biotitfreien Gesteinen ist es nicht möglich, diesem ersten Ereignis eine eindeutige Paragenese zuzuordnen.

Einem zweiten Ereignis können im Paragneis die Ränder von Granat, anorthitarmer rekristallisierter Plagioklas, Biotit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Epidot und Titanit zugerechnet werden. Die Chemie der zweiten Granatgeneration ist deutlich Ca-reicher und Mg-ärmer. Sie findet sich nicht nur als Ränder um die Kerne, sondern auch in Rissen („healed cracks"). Der Titanit umwächst den Ilmenit der ersten Paragenese. In Al-reichem Glimmerschiefer ist, wie oben erwähnt, Chloritoid in Pseudomorphosen nach Staurolith vorhanden. Eine Paragenese mit Chloritoid, Chlorit, Muskovit und Ilmenit sowie Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial aus den Granat und Biotit freien Lithologien deutet auf eine maximale Temperatur von 470° C für das zweite Ereignis hin. Ein U-Pb Apatit-Alter von 138 ± 25 Ma aus einem Orthogneis (125 ± 2 Ma mit Xenotim Anker), ein U-Pb Rutil-Alter von 96 ± 2 Ma, gemessen an einem Paragneis, und ein Rb-Sr Muskovitalter von 99 ± 1 Ma aus einem silikatisch verunreinigten Calcit-Marmor zeigen, dass die zweite Metamorphose während des eo-alpidischen Ereignisses stattfand. Ar-Ar-Muskovitalter aus phyllonitischen Glimmerschiefern ergaben zwischen 100 und 90 Ma. Sie werden als Deformationsalter interpretiert. Im Gegensatz dazu ergaben Ar-Ar-Muskovitalter aus Gesteinen des Steinkogel-Lithodems mit gut erhaltenen, variszischen Paragenesen Werte von 280 bis 90 Ma (Huet et al., 2018). Diese werden als teil- bis völlig verjüngte Alter interpretiert.

Diese geochronologischen Daten weisen darauf hin, dass die Phyllonitisierung und retrograde Überprägung der variszischen Paragenesen während des eo-alpidischen Ereignisses erfolgten. Da die Kartierung andeutet, dass diese Prozesse durch die Deformation entlang der Deckengrenze kontrolliert sind, ist anzunehmen, dass die Bewegung an der Deckengrenze zwischen der Wildkogel- und Windau-Decke eo-alpidisch stattfand. Die sinistrale Kinematik an der steilen Deckengrenze weist, wenn die Überkippung der Deckengrenze rückrotiert wird, auf eine Top-nach-WNW Kinematik hin. Diese Bewegungsrichtung ist konsistent mit der Kinematik der Deckenstapelung in der Kreide (Neubauer, 1987; Ratschbacher & Neubauer, 1989).

Literatur

Heinisch, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**, 654–656, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 254–257, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 125–126, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, Wien.

Heinisch, H., Pestal, G., Reitner, J. & Stingl, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Huet, B., Schneider, D., Gelinas, B., Schuster, R., Iglseder, C., Rantitsch, G., Rockenschaub, M., Hollinetz, M. & Klötzli, U. (2018): Pressure, temperature and time constraints for the Wildkogel Nappe (Steinkogelschiefer, Oberpinzgau, Salzburg, Austria). – In: Koukal, V. & Wagreich, M. (Eds.): PANGEO Austria 2018, 24–26/09/2018, Abstracts, 63, Wien.

Huet, B., Iglseder, C. & Schuster, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: Griesmeier, G.E.U. & Iglseder, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost: Murau, 24.–27. Juni 2019, 221–227, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kober, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).

Kreuss, O. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 121 Neukirchen a. G. Venediger: Stand 1999, Ausgabe 2008/11. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Neubauer, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. – In: Flügel, H.W. & Faupl, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 226–236, Wien (Deuticke).

Ohnesorge, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

Ratschbacher, L. & Neubauer, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – Geological Society Special Publication, **45**, 243–262, London.

Satir, M. & Morteani, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

Schulz, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich – Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).

Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml

Benjamin Huet, Ralf Schuster & Christoph Iglseder

Dieser Bericht beschreibt Geländebeobachtungen aus der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die in den Jahren 2018 und 2019 bei der Kartierung auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml gemacht wurden. Im kartierten Bereich sind die liegende Königsleiten-Decke im Süden und die hangende Wildkogel-Decke im Norden zu unterscheiden. Drei Hauptthemen werden in dem Bericht behandelt: (1) Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze, (2) Verlauf der Deckengrenze und (3) Argumente, die für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze sprechen.

Der kartierte Bereich der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ besteht aus siliziklastischen Metasedimenten, die auf Grund ihrer Ähnlichkeit lange Zeit nicht weiter untergliedert wurden (Ampferer & Ohnesorge, 1918; Tollmann, 1977). Erst Heinisch (2013) bemerkt, dass die Gesteine des Gebietes Königsleiten besondere Merkmale zeigen und schied diesen Bereich als „phyllonitischen Quarzphyllit“ mit einer Übersignatur aus. Im Rahmen der Neukartierung des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchen durchgeführt. Diese führten zu einer neuen tektonischen und lithostratigrafischen Gliederung im östlichen Teil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ durch Huet et al. (2019). Der hier behandelte Abschnitt gliedert sich demnach in die liegende Königsleiten-Decke und die hangende Wildkogel-Decke. Die Königsleiten-Decke wird vom Müllachgeier-Lithodem aufgebaut, das durch eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem Phyllit/Glimmerschiefer und Quarzit charakterisiert ist. Das Sedimentationsalter der Gesteine reicht vom Perm bis in die Untertrias und sie zeigen eine grünschieferfazielle eo-alpidische (kretazische) Metamorphose (siehe unten). Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser umfasst die „Steinkogelschiefern“ von Ohnesorge (1908), welche Granat und/oder Biotit führen, sowie nördlich und westlich angrenzende Anteile aus größtenteils phyllonitischem Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Marmor und Amphibolit/Grünschiefer. Das Sedimentationsalter der Gesteine ist prä-variszisch, da sie eine variszische Metamorphose in oberer Grünschieferfazies und eine grünschieferfazielle eo-alpidische Überprägung erfuhren (Huet et al., 2019; Satir & Mortenani, 1979; Schulz, 1972). Bei der Abgrenzung der Decken im Gelände sind neben lithologischen Kriterien besonders Deformations- und Strukturmerkmale von Bedeutung.

Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze

Innerhalb der liegenden Königsleiten-Decke ist vorwiegend eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem, teilweise silberigem Phyllit bis Glimmerschiefer und unreinem, hellglimmerreichem Quarzit des Müllachgeier-Lithodems aufgeschlossen. Die Wechsellagerung ist sehr variabel. Einerseits finden sich von Quarzit dominierte Abschnitte mit bis zu mehreren Millimeter dicken hellglimmerreichen Lagen, andererseits Glimmerschiefer mit 5 mm bis 10 cm mächtigen Quarzitlagen. Beim Kartieren können Quarzit dominierte Abschnitte von mehreren Zehnermeter Mächtigkeit innerhalb der Phyllit/Glimmerschiefer-Matrix ausgeschieden werden. Gelände- bzw. Dünnschliffbeobachtungen zeigen, dass die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems zum allergrößten Teil aus Quarz, Hellglimmer (Muskovit und Paragonit) sowie Chlorit aufgebaut sind. Kleine Feldspatkristalle (Albit?) sind untergeordnet vorhanden. Im Gleichgewicht mit diesen Phasen findet sich regelmäßig Rutil und Ilmenit (siehe unten), seltener

ist auch Chloritoid anzutreffen. Fe-Mg-Karbonat tritt systematisch als Einschluss in Chloritoid auf. Trotzdem sind die Gesteine makroskopisch karbonatarm. Ein Karbonatquarzit wurde nur in den Felsstufen nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten als verwitterte, bräunliche Lage mit 50 cm Mächtigkeit beobachtet (Aufschluss BH-18-0118).

Sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) sind manchmal trotz der Deformation noch erkennbar, vor allem im Gebiet östlich vom Gipfel der Königsleiten (um den Aufschluss BH-17-0090). Die Hauptschieferung ist am Aufschluss ebenflächig ausgeprägt, stellt die einzige (erkennbare) penetrative Schieferung dar und ist meist in einem Winkel größer als 50° zur sedimentären Schichtung orientiert. Die Intersektion zwischen Schichtung und Schieferung bildet eine charakteristische Intersektionslineation, die als zentimeterbreite, graublau, gelbe bzw. bräunliche Streifung auf den Schieferungsflächen zu erkennen ist. Die graublauen Streifen entsprechen feinkörnigen hellglimmerreichen Lagen (ursprünglich pelitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit), während die bräunlichen Streifen aus mittelkörnigen, quarzreichen Lagen mit verwittertem Eisenoxid bzw. Eisenhydroxid (ursprünglich psammitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit) bestehen. Selten sind Quarzmobilisate als dünne (< 1 cm) Lagen konkordant in der Hauptschieferung vorhanden. Manchmal sind sie isoklinal verfaltet, wobei die Hauptschieferung die Achsenebene bildet. Die Intersektionslineation ist von einer einzigen, etwa senkrecht darauf orientierten, feinen Krenulationslineation, als auch von breiten Kinkbändern mit kleinen Amplituden und Verzweigungen der Faltenachsen überprägt. Zudem wurden regelmäßige dünne Adern (2–3 mm) aus grobschuppigem (mm-großem), grünlichem Hellglimmer beobachtet, welche etwa senkrecht auf die Hauptschieferung orientiert und von einem gebleichten Halo umgeben sind. Wegen der relativ einfachen Deformation brechen die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems meist plattig und bilden Parallelepipede.

Als Besonderheit beschrieb und kartierte Heinisch (2013) Lagen von Glimmerschiefer mit makroskopisch sichtbarem Chloritoid. Diese treten unterhalb der nördlichsten Liftstraße auf der Königsleiten auf. Im Zuge der vorliegenden Kartierung konnten drei weitere isolierte Fundorte derselben Lithologie neu kartiert werden. Sie befinden sich in einer Blockhalde bei der nördlichsten Bergstation nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten (vermutlich Aushubmaterial vom Fundamentbau, Aufschluss BH-18-0082), am Weg östlich von der Brucheck Hochalm (BH-18-0076) und am Weg südlich der Bergeralm (Aufschluss BH-19-0320, Lesestein).

In der hangenden Wildkogel-Decke ist der phyllonitische Glimmerschiefer des Trattenbach-Komplexes durch eine komplizierte und mehrphasige Deformation charakterisiert. So sind mehrere Schieferungsgenerationen verschiedenster Art (Krenulationsschieferung, disjunktive Schieferung, diskrete oder penetrative Schieferung) beobachtbar. Die dominante Schieferung bildet keine regelmäßigen Trennflächen und ist durch mechanische Interaktion mit Quarzmobilisatknollen und Interferenzen mehrerer Krenulationen uneben ausgebildet. Typischerweise sind auf den Schieferungsflächen mehrere, unterschiedlich orientierte Lineationsarten (Intersektions-, Krenulations-, Mineral- bzw. Streckungslineation) sichtbar. Im Trattenbach-Komplex konnte makroskopisch sichtbarer Chloritoid beim Gipfel des Frühmesser (BH-17-0126), bei der Bergeralm südlich der Gensbichlscharte (Aufschluss BH-16-0341.5, entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz) und bei Hohenneukirchen (Aufschluss BH-16-0602, entdeckt von G. Pestal) aufgefunden werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass für die Unterscheidung der siliziklastischen Metasedimentgesteine des Müllachgeier-Lithodems von jenen des Trattenbach-Komplexes vor allem strukturelle Kriterien hilfreich sind. Die für das Müllachgeier-Lithodem typische farbige Streifung fehlt im Trattenbach-Komplex, der wiederum häufiger deformierte Quarzmobilisate enthält. Das Auftreten von makroskopisch sichtbarem Chloritoid ist kein eindeutiges Unterscheidungskriterium, da Chloritoid in beiden Einheiten vorhanden ist.

Die oben präsentierten Kriterien erlauben die Ausscheidung einer bis zu 100 m mächtigen Scherzone. Vom Liegenden kommend nimmt die Deformation innerhalb des Müllachgeier-Lithodems gegen die Deckengrenze zu. Der Deformationsgradient wird durch das progressive Verschwinden von sedimentären Strukturen sowie eine Zunahme an Quarzmobilisaten und eine kontinuierliche Zunahme der Korngröße von Hellglimmer unterstrichen. Über der Deckengrenze, an der Basis des Trattenbach-Komplexes, ist der Deformationsgradient nicht so stark ausgeprägt. An der Deckengrenze ist systematisch eine starke Mylonitisierung zu beobachten. Besonders gut sichtbar ist diese auf der Ostflanke des Bruchecks (50 m oberhalb des Salzachflusses, Aufschluss BH-19-0022) und südlich vom Gipfel des Ronachgeier (Aufschluss BH-19-0307). Im Quarzit sind in diesem Bereich oft graue, teils durchscheinende (ultra-)mylonitische Lagen zu beobachten, die ein typisches Geländekriterium für dynamische Rekristallisation darstellen (z.B. Aufschlüsse BH-19-0307, BH-19-0317). Mit zunehmendem Abstand zur Deckengrenze treten die (ultra-)mylonitischen Lagen merklich zurück. Sowohl im Quarzit als auch im phyllonitischen Glimmerschiefer ist deutlich eine WNW–ESE-Streckung erkennbar. Makroskopische Schersinnindikatoren sind selten und oft widersprüchlich. Einerseits sind diese sinistral und Top-nach-Osten, andererseits dextral und Top-nach-Westen. Dies ist bedingt durch die Tatsache, dass die gesamte Basis des Ostalpins am Nordrand des Tauernfensters und damit auch die Deckengrenze von einer starken W–E orientierten, koaxialen Streckung während der frühen Stadien der Exhumation des Tauernfensters überprägt wurde. So konnten Scherbänder reaktiviert oder scheinbar von konjugierten Scherbändern geschnitten werden. Um die Kinematik der Deckengrenze besser zu definieren, wäre eine ausführliche Analyse der Quarzgefüge von Quarzmobilisaten entlang der Deckengrenze hilfreich.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Königsleiten-Decke und der Wildkogel-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 151 Krimml) bis zum westlichen Rand des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Sie liegt etwa an der Grenze, bzw. etwas hangend des von Heinisch (2013) mit Übersignatur dargestellten Bereichs des „phyllonitischen Quarzphyllits“. Im Folgenden wird der Verlauf von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze ist immer aufrecht, liegt subparallel zum planaren Hauptgefüge und schneidet spitzwinkelig den lithologischen Lagenbau innerhalb der Decken. Vom Salzachtal, westlich Wald im Pinzgau, bis zur alten Gerlos Straße (B165) wurden keine Aufschlüsse gefunden. Aufschlüsse, die auf Blatt 151 Krimml dargestellt sind, wurden vermutlich seit der Kartierung während der 1950er Jahre verbaut. Die Deckengrenze konnte somit erst vom Gasthof Grübl an der Gerlos Straße weiter gegen Westen verfolgt werden. Die Deckengrenze fällt auf dem Südhang des Gernkogels flach bis mittelsteil nach Ostnordost bis Osten ein und verläuft mehr oder weniger gerade Richtung Westnordwest bis zum Brandschlag auf 1.820 m Seehöhe (SW-Rücken des Gernkogels). Der Verlauf ist hier von einer Massenbewegung beeinflusst. Auf der orografisch linken Talseite des Nadernachbachtals zieht sie Richtung Norden bis in die Nähe der Bergeralm (1.650 m Seehöhe). Auf der gegenüberliegenden Talseite ist der Verlauf gegen Westen bedingt durch den Verschnitt mit der Morphologie etwas gewunden. Am gegen Süden abfallenden Rücken des Ronachgeier (2.236 m Seehöhe) kommt die Deckengrenze bei Watschkarl (ca. 2.100 m Seehöhe) zu liegen. Von hier gegen den Talgrund des Salzachtales wird die Deckengrenze steiler (von 20–30° bis 80–90°) und zeigt ein Einfallen Richtung Nordnordost. Zwischen der Mülleralm und der Salzachjochhütte quert sie das Salzachtal bei fast senkrechtem Einfallen. Weiter gegen Westen zieht sie nördlich etwas unterhalb des Gipfels des Brucheck (2.100 m Seehöhe) bis zum Müllachbach auf 1.820 m Seehöhe, wobei sie mittelsteil bis steil gegen Nordnordost einfällt. Im Müllachbachtal wird sie durch eine dem Talverlauf folgende, saiger stehende und N–S verlaufende Störung sinistral versetzt. Gegen Westen streicht die Deckengrenze mit steilem bis fast senkrechtem Einfallen gegen Norden hangaufwärts und erreicht dann den Grat südlich des Ochsenkopfs (2.469 m Seehöhe) auf Blatt 120 Wörgl.

Die Änderung des Fallwinkels an der Deckengrenze südlich des Ronachgeiers (2.236 m Seehöhe), mit Einfallen von 20–40° nach Nordnordosten im östlichen Teil und einem fast senkrechten Einfallen nach Norden im westlichen Teil, ist durch eine großräumige „Kniefalte“ mit WNW–ESE streichender und nach WNW abtauchender Faltenachse sowie nach Süden einfallender Achsenfläche bedingt. Solche Falten treten im Aufschlussmaßstab als späte Kinkfalten nicht nur in der Königsleiten- und Wildkogel-Decke, sondern auch in den subpenninischen und penninischen Einheiten im südlich angrenzenden Tauernfenster auf. Die Faltung entstand daher erst nach der Überschiebung des Ostalpins auf die letztgenannten Einheiten im Oligozän oder Miozän.

Argumente für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze

Dünnschliffanalysen von Chloritoid führenden Proben und einer einzelnen Granat führenden Probe (Aufschluss BH-16-0345, Weg unmittelbar südlich des Königsleiten-Gipfels) aus dem Müllachgeier-Lithodem weisen auf eine einphasige Metamorphose in oberer Grünschieferfazies hin. Nach Hollinetz et al. (2019) wurden zum Metamorphosehöhepunkt Bedingungen von etwa 530° C bei 9 kbar erreicht. Die einphasige Metamorphose ist konsistent mit der beobachteten, einphasigen duktilen Deformation. U-Pb-Datierung von detritären Zirkonen aus dem Quarzit lieferten Altersspektren mit einigen im Perm kristallisierten Zirkonkristallen (bis ~250 Ma). Diese Alter stellen damit ein maximales Sedimentationsalter dar. Hingegen lieferten U-Th-Pb-Datierungen von Allanit aus zwei Chloritoid führenden Proben ein kretazisches Alter (80,2 ± 3,2 Ma, für das U-Pb-System ohne gemeine Blei-Korrektur, von 90,0 ± 1,7 Ma, für das U-Th-Pb-System mit gemeiner Blei-Korrektur; Vermeesch, 2020). Paragenetische Argumente lassen vermuten, dass dieses Alter den Höhepunkt der Metamorphose widerspiegelt. Alle Daten zusammen genommen weisen darauf hin, dass das Müllachgeier-Lithodem aus permischen bis untertriassischen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen ist.

Der Trattenbach-Komplex zeigt eine polymetamorphe Entwicklung, wobei die höchsten Metamorphosebedingungen während des Variszischen Ereignisses erreicht wurden (Huet et al., 2019; Satir & Mortenani, 1979; Schulz, 1972). Die eo-alpidische Überprägung spiegelt sich in Ar-Ar-Muskovitaltern zwischen 90 und 105 Ma und Rb-Sr-Biotitaltern um 80 Ma (Huet et al., 2019) wider.

Prinzipiell wäre es möglich, dass der Trattenbach-Komplex den sedimentären Untergrund des Müllachgeier-Lithodems darstellt. Das würde eine inverse Lagerung der heutigen Abfolge implizieren. Die Grenze zwischen dem Müllachgeier-Lithodem und dem Trattenbach-Komplex wird jedoch durch die oben beschriebene Scherzone gebildet. Entlang dieser wurde nie eine Art Transgressions-Konglomerat gefunden und es ist nahezu auszuschließen, dass das Müllachgeier-Lithodem die permomesozoische Bedeckung des Trattenbach-Komplexes darstellt. Demnach ist die tektonische Grenzfläche eine Deckengrenze, die nach der Ablagerung der Sedimente des Müllachgeier-Lithodems in der Untertrias entstanden ist. Die Mylonite an der Deckengrenze zeigen duktile Deformation und weisen auf eine Bildung während einer metamorphen Überprägung hin. Dafür kommt nur die eo-alpidische Metamorphose in der Kreide in Frage und es muss sich daher um eine eo-alpidische Deckengrenze handeln.

Literatur

Ampferer, O. & Ohnesorge, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

Heinisch, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.

Hollinetz, M., Huet, B., Schneider, D. & Grasemann, B. (2019): Geodynamic setting of rocks above and below the Eo-Alpine extrusion wedge (Innsbruck Quartzphyllite Zone, Eastern Alps, Austria). – Emile Argand Conference on Alpine Geological Studies 2019, 4th–6th September 2019, Sion, Switzerland: Abstract Volume, 34, Sion.

Huet, B., Iglseder, C. & Schuster, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: Griesmeier, G.E.U. & Iglseder, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, Murau 24.–27. Juni 2019, 221–227, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Ohnesorge, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

Satir, M. & Morteani, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

Schulz, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien.

Vermeesch, P. (2020): Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction. – Geochronology, **2**/1, 119–131.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Benjamin Huet, Anna Rogowitz, Manfred Linner & Christoph Iglseder.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

Gerit Griesmeier

Das im Aufnahmsjahr 2019 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Nach einer Geländeeinführung durch Jürgen Reitner wurden verschiedene Areale des Großsölktales in den zentralen Niederen Tauern ausgewählt. Von Norden kommend sind dies der Westhang und untere Bereiche des Osthangs um den Stausee Großsölk, weiters das Stricker- und Knallkar und die Talböden an deren Talausgängen. Weiter südlich wurden die unteren Talabschnitte in der Umgebung von St. Nikolai – bis etwa zur Mautneralm sowie das Tal, das von St. Nikolai nach Südwesten abzweigt, quartärgeologisch untersucht. In diesem Tal wurden vor allem die oberen Karbereiche, in der Umgebung des Weißensees und der Klafterseen sowie des Schwarzensees, Hohensees, als auch des Schimpelsees bearbeitet. Zusätzlich wurden noch Begehungen bei den Kaltenbachseen und am Gröbminger Mitterberg durchgeführt. Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl verwiesen (z.B. Hejl, 2017, 2018 und Referenzen darin).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die verschiedenen quartären Ablagerungen beschrieben, die im kartierten Gebiet erfasst wurden.

Moränenablagerungen

Im Gebiet kommen verschiedene Moränenablagerungen, zum Teil in großer Verbreitung, vor. Klassische Grundmoränenablagerungen treten mancherorts flächendeckend auf und weisen häufig eine sanfte Morphologie auf. In den höhergelegenen Karen befinden sich oft End- und Seitenmoränenablagerungen, die durch markante Wälle auffallen und teilweise sind auch Ablationsmoränenablagerungen erkennbar.

Grundmoränenablagerungen

Zumeist zeichnen sich Grundmoränenablagerungen durch überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte aus. An steilen Hängen und in Bereichen mit dichter Vegetation sind diese Sedimente jedoch nicht selten verwittert und dadurch etwas aufgelockert. In flacheren Bereichen hingegen, vor allem also in Kar- und Talböden, führt die Überkonsolidierung und der hohe Ton- und Siltgehalt zu oberflächlichem Abfluss und Vernässungszonen. Die Matrix der Grundmoränenablagerungen ist zumeist tonig bis siltig, nur in seltenen Fällen auch sandig. Farblich überwiegen rotbraune Töne, die durch Oxidation von eisenreichen Partikeln entstehen, die aus den anstehenden (Granat-)Glimmerschiefern – vermutlich vor allem aus Biotit – stammen. Selten, vermutlich im unverwitterten Zustand, ist die Matrix auch graubraun. Die Sedimente sind schlecht sortiert und die Korngrößen der Komponenten variieren zwischen Kies und Blöcken. Diese Komponenten sind in den meisten Fällen angular bis subangular, aber auch angerundete Kiese und Steine können nicht selten beobachtet werden. Die Lithologien in den Sedimenten setzen sich zumeist aus Granat-Glimmerschiefer, (Granat-)Amphibolit und seltener auch aus Marmor zusammen.

Ablationsmoränenablagerungen

In manchen höher gelegenen Talböden und Karen gibt es bereichsweise große (1 m^3 bis 10er m^3) Blöcke, die verteilt auf zum Teil stark verfestigten Sedimenten mit tonig-siltiger Matrix liegen. Oft zeichnen diese Blöcke zudem eine Form nach, die der einer Gletscherzunge ähnelt. Zwischen den großen Blöcken gibt es keine Matrix. Es hat eher den Anschein, dass die Blöcke obenauf abgelagert wurden, bzw. beim Abschmelzen der Eismasse auf die darunterliegen-

den Grundmoränensedimente sanken. Diese Blöcke werden somit als Ablationsmoränenablagerung interpretiert. Durch das Aufliegen dieser auf Grundmoränenablagerung müssen beide Ablagerungen in den meisten Fällen auf der geologischen Karte gemeinsam dargestellt werden.

Seiten- und Endmoränenablagerungen

Seiten- und Endmoränenablagerungen sind generell durch Wallformen charakterisiert. Diese Wälle erreichen im kartierten Gebiet oft nur wenige Dezimeter bis Meter Höhe. In der Regel fallen Blöcke auf, die aus feiner klastischem, oft bewachsenem Material herausragen. Der Aufbau dieser Wälle ist zumeist sehr ähnlich dem einer Grundmoränenablagerung, mit dem Unterschied, dass die Diamikte ersterer nicht so stark verfestigt sind. Zum Teil fehlt auch der tonige Anteil, der Anteil der Sandfraktion hingegen ist etwas höher. Die Komponenten sind hauptsächlich angular bis subangular.

Eisrandablagerungen

Eisrandablagerungen sind im allgemeinen Staukörper, die sich am Rand von abschmelzendem Eis oder Toteis, vor allem im Mündungsbereich von Tälern, bilden. Durch die gleichmäßige Eisoberfläche befindet sich auch die Oberkante von Eisrandablagerungen zumeist etwa in derselben Höhenlage. Besonders schön ist dies bei St. Nikolai (1.127 m) zu beobachten. Hier zieht die Oberkante der Eisrandablagerungen auf 1.300–1.400 m Seehöhe lateral mehrere hundert Meter im Großsölk- und Bräualmtal taleinwärts. Die Sedimente sind dominant Kies-Sand-Gemische, zum Teil planar geschichtet mit wenigen Graden Neigung und zeigen in guten Aufschlüssen Lagen mit inverser Gradierung. Die Kiese und auch gröbere Komponenten sind meistens gut gerundet. Neben den gröberen Kies-Sand-Lagen treten typischerweise auch sehr feine, tonig-siltige Lagen hinzu, in die oft auch einzelne meist angulare, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind. Diese Wechsellagerung lässt sich mit dem Ablagerungsraum eines Deltas gut vergleichen. Die gröberen Lagen, teils mit inverser Gradierung und flachem Einfallen, spiegeln die Delta foresets wider, während die feinen Lagen Stillwasserablagerungen darstellen. Aufgrund der Nähe zum Gletscher waren driftende Eisschollen in kleinen Seebildungen durchaus möglich. Durch deren Abschmelzen wurde auch der darin eingefrorene Schutt freigesetzt, der in Form einzelner Dropstones in die Seebodensedimente fiel.

Da diese Sedimente durch ihre lockere Lagerung nicht besonders erosionsbeständig sind, zeigt deren Morphologie ein auffälliges Bild: eng beieinanderliegende, wenige Meter tiefe, geradlinig in Falllinie verlaufende Gräben weisen auf kanalisierte fluviatile Erosion hin. Die abgetragenen Sedimente werden hierbei unterhalb der Eisrandablagerung mehrfach als Mur- und Schwemmkegel aufgeschüttet. An manchen Stellen ist gut erkennbar, wie Schwemmfächer an die Eisrandkörper stoßen.

Blockgletscherablagerungen

Blockhalden mit Wallformen, die in hohen Karbereichen auftreten, sind oftmals Ablagerungen von Blockgletschern. Häufig ist in den Wällen und auch in den Blockhalden oberhalb der Wälle keine Matrix aufgeschlossen. Es können nur bis zu mehrere dm^3–m^3 große Blöcke, die sich gegenseitig stützen, beobachtet werden. Diese Blöcke sind immer angular und gut ineinander verkeilt. Ähnlich wie Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern weisen auch Blockgletscherablagerungen für gewöhnlich viel eckigen Schutt (Kies, Steine, Blöcke) mit einer sandigen Matrix auf. Diese ist jedoch durch die oben abdeckende Schicht aus verkeilten Blöcken selten sichtbar. Dieses typische Gefüge ist ein Unterscheidungskriterium von Blockgletschern zu schuttbedeckten Gletschern. Ein Blockgletscher entwickelt sich in der Regel aus Schutthalden oder Schuttfeldern, seltener aus Moränenablagerungen (vgl. BARSCH, 1983; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2007).

Ablagerungen am Gröbminger Mitterberg (Vorstoßsedimente des Würm-Hochglazials oder älter)

Der Gröbminger Mitterberg ist ein Höhenzug, der sich 200 m über dem Talboden des Ennstales erstreckt. Im Aufnahmejahr wurden nur an wenigen Stellen Untersuchungen gemacht, die im Folgenden kurz beschrieben sind.

Der Mitterberg besitzt einen Felssockel, der von Phylliten des Ennstal-Phyllit-Komplexes aufgebaut ist. Dieser ist an den untersuchten Stellen, vor allem im Südost-Teil und bei Dorf, von gut gerundeten Kiesen und Sanden überlagert, die vermutlich am Beginn des Würm-Hochglazials, während der Vorstoßphase, aufgeschüttet wurden. Darüber folgen Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials.

Die Kiese sind im allgemeinen planar geschichtet und fallen wenige Grade nach Norden ein. Gradierung ist selten erkennbar. Es wechseln zumeist Kies- mit Sandlagen, vereinzelt kommen auch Sandlinsen in Kieslagen und umgekehrt vor.

Die Kieslagen sind häufig korngestützt und es finden sich einzelne „gecrackte“, das heißt zerbrochene Gerölle. Die Risse entstanden durch die Auflast des in diesem Abschnitt etwa 1 km mächtigen Ennsgletschers (z.B. PENCK & BRÜCKNER, 1909; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2004). Sofern eine Matrix vorhanden ist, besteht diese aus Sand bis Feinkies. Die Komponenten in den Kiesen sind gut bis sehr gut gerundet und weisen zumeist Durchmesser von 1–5 cm auf, es gibt aber auch einzelne Gerölle und Lagen mit Korndurchmessern bis 20 cm. Eine leichte karbonatische Zementierung ist immer wieder entwickelt. Das Karbonat wurde vermutlich aus Kalk- und Dolomitstein-Komponenten gelöst, die gegen Norden, zu den Kalkalpen hin, gehäuft auftreten. Neben den Karbonatgeröllen finden sich auch Amphibolit, Glimmerschiefer-, Para- und Orthogneis- sowie Quarzgerölle.

Die Sandlagen sind meist sehr homogen, bisweilen erkennt man Kreuzschichtung und Wellenrippeln. Manchmal finden sich dünne Lagen aus Kies.

Die Grundmoränenablagerungen sind am Mitterberg zumeist sehr schlecht aufgeschlossen. In den wenigen Aufschlüssen, in denen überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte vorliegen, zeigt sich eine Matrix, die einen hohen Tongehalt aufweist. Die Komponenten sind angular (vor allem lokale Phyllite) bis sehr gut gerundet. Die unterlagernden Kiese sind bereichsweise schwer von den Grundmoränenablagerungen unterscheidbar. Dies liegt vermutlich daran, dass im Grundmoränenmaterial viele gut gerundete Gerölle der liegenden Kiese aufgearbeitet wurden. Aufgrund der generell dürftigen Aufschlusssituation am Mitterberg sind zudem nur vereinzelt Gerölle mit Kritzern als Hinweis auf Grundmoränenablagerungen zu finden.

Massenbewegungen

Es gibt im kartierten Gebiet des Öfteren Zerrspalten und Abrisskanten, an denen sich Festgesteins- und Lockergesteinsmaterial (Grundmoränen- und Eisrandablagerungen) offensichtlich abgelöst und bewegt hat (vgl. HERMANN & BECKER, 2003). Mehrfach kann man Ablagerungen von Mur(en)strömen beobachten. Bereichsweise ist das Festgestein tiefgreifend aufgelockert. Eine solche Situation befindet sich westlich des Großsölk-Stausees (910 m). In den Gipfel- und Kammbereichen sieht man vielerorts Zerrspalten, die wenige Meter tiefe Gräben verursachen. An anderen Stellen sind auch Doppelgrate ausgebildet. Im Laserscan-Bild erkennt man lokal Abrisskanten, die in diskrete Bewegungsbahnen übergehen. Der Hang westlich des Großsölk-Stausees ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. In diesem Bereich ist aufgrund auffallend häufigen Säbelwuchses der Bäume gut erkennbar, dass die subglazialen Sedimente durch langsame Fließbewegungen gravitativ talwärts wandern. Festgesteinsaufschlüsse, in diesem Fall Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes, zeigen oft große, nicht verfüllte Klüfte, an denen sich der Fels sukzessive in Blockwerk auflöst.

Eisrandablagerungen bei St. Nikolai

St. Nikolai (1.127 m) liegt inmitten von mächtigen Eisrandablagerungen. Durch den Großsölk- und Hohenseebach wurden diese Eisrandablagerungen etwa 10 m tief anerodiert, wodurch augenscheinliche Erosionskanten entstanden sind. Die Terrassenoberflächen steigen sanft hangwärts. Entlang der Erosionsböschungen geben Aufschlüsse Einblick in den Sedimentaufbau der Terrassen. Kennzeichnend sind meist gut sortierte, geschichtete Kies-Sand-Gemische. Die Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Amphibolit) sind sehr gut gerundet bis angerundet. Weiters kann planare Schrägschichtung mit flachem Einfallen der Schichtblätter beobachtet werden. Zum Teil wechseln sanddominierte Lagen mit mehrheitlich Kies führenden Lagen. Über der Terrasse sind die Eisrandsedimente noch bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m zu finden.

Detailuntersuchungen in einzelnen Tälern und Karen

Im Folgenden werden die untersuchten Kare näher beschrieben und die darin vorkommenden Ablagerungen und Formen interpretiert.

Strickertal

Das Strickertal ist ein nach Norden entwässerndes, relativ schmales Tal. Der Talausgang ist bis auf eine Höhe von 1.200 m mit Eisrandablagerungen bedeckt. Weiter taleinwärts befinden sich konsolidierte, siltig-tonige Grundmoränenablagerungen. Bei der Strickeralm auf etwa 1.360 m Seehöhe am Talboden befindet sich ein Lockergesteinsaufschluss, der vom Talbach freigelegt wurde (Koordinaten: 13,98157°E 47,35535°N, WGS84). Dort findet sich ein matrixgestützter, locker gelagerter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix. Am Laserscan-Bild ist gut ersichtlich, dass sich der Aufschluss am Ende einer etwa 150 m breiten, zungenförmigen Geländeform befindet. Auf dieser liegen einzelne Blöcke, die Größen von mehreren Kubikmetern erreichen. Weiters gibt es einige wenig markante Wälle, die jedoch durch erosive Prozesse entstanden sein könnten. Die Blöcke treten in diesem Bereich auffallend häufig auf. Talabwärts fehlen die Blöcke weitestgehend. Vermutlich handelt es sich bei dem zungenförmigen Körper um Grund- und Ablationsmoränenablagerung eines Gletschers. Die Blöcke darauf können nur durch Eistransport und nicht durch gravitative Prozesse in die heutige Position gelangt sein. Weiter talaufwärts, beginnend auf 1.500 m, findet sich ein etwa 400 m langer, abgerundeter, talparallel verlaufender Wall aus stärker konsolidiertem Diamikt, auf dem einzelne Blöcke liegen. Die Genese dieses Walls wird aufgrund des Sedimentinhalts und seiner Form als subglazial interpretiert.

Weiter taleinwärts sticht ein weiterer Wall ins Auge. Dieser befindet sich auf etwa 1.600 m Seehöhe auf der orografisch rechten Talseite, ist etwa 120 m lang und deutlich weniger abgerundet als der vorher beschriebene Wall. Auf dem Wall liegen wiederum einzelne Blöcke. Es könnte sich hierbei aufgrund der Form und Position um einen Seitenmoränenwall handeln. Vermutlich entstand dieser Wall im Zuge desselben Gletschervorstoßes, der auch die oben beschriebene Grund- und Ablationsmoränenablagerung hinterließ. Weitere Wallformen weiter talaufwärts bestehen aus überkonsolidierten, matrixgestützten Diamikten mit tonig-siltiger Matrix. Bei diesen handelt es sich wohl um subglaziale Bildungen bzw. Reste von Grundmoränenablagerungen, die durch Erosion ihre wallförmige Ausprägung erhielten.

Interpretierte glaziale Geschichte

Zur Zeit des LGM war wohl das gesamte Strickertal bis unterhalb der Felswände auf etwa 2.100 m mit Eis bedeckt. Mächtige Grundmoränenablagerungen wurden im Zuge dessen am Talboden und an den Flanken ablagert. Vermutlich im Gschnitz-Stadial entwickelte sich aus beiden kleinen Karen ein Gletscher, der bis etwa zur Strickeralm (1.360 m) vorstieß. Dort lagerte er Grund- und beim Abschmelzen Ablationsmoränenmaterial ab. Im oberen Einzugsgebiet erodierte der Gletscher vermutlich wieder die Sedimente, die während des LGM abgelagert wurden und senkte sein Bett einige Meter bis wenige Zehnermeter tief ein. Dabei entstanden auch auf der Westseite die mehrere Meter hohen wallförmigen Strukturen. Der kleinere, markante Seitenmoränenwall auf etwa 1.600 m Seehöhe markiert die östliche Ausdehnung dieses Gletschers.

Knalltal

Das Knalltal beginnt im Talschluss in Nord–Süd-Ausrichtung und biegt dann, kurz steil abfallend, nach Nordosten ab. Der Talausgang ist von mehrere Meter bis 10er Meter mächtigen Eisrandablagerungen bedeckt. Bis auf eine Höhe von etwa 1.300 m sind diese auch im Großsölktal weiter taleinwärts vorhanden. Im Knalltal selbst sind die Eisrandablagerungen bis zur Knallalm (1.355 m) verfolgbar. Auffallend ist, dass der Talausgang des Knalltals asymmetrisch angelegt ist. Die südöstliche Flanke ist flacher und beinhaltet eine markante, wallförmige Erosionsform. Auf dieser Seite finden sich durchgehend Eisrandablagerungen. Die nordwestliche Talseite ist steiler und an der Straße konnten nur Grundmoränenablagerungen beobachtet werden.

Bei der Knallalm ist die Landschaft von kleinen Hügeln, Wällen und dazwischenliegenden Tälern, in denen zum Teil Wasser fließt oder Vernässungen auftreten, geprägt. Möglicherweise ist diese Morphologie durch abschmelzendes, einsedimentiertes Toteis entstanden. Oberhalb dieser Eiszerfallslandschaft ist vielerorts Grundmoränenmaterial aufgeschlossen und Felswände aus Granat-Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes prägen das Landschaftsbild.

Oberhalb der Steilstufe zwischen 1.450 und 1.500 m fällt eine großflächige Vernässung auf. Diese ist auf eine Grundmoränenablagerung zurückzuführen, die den gesamten Talboden bedeckt. Ab einer Höhe von etwa 1.600 m treten auffallend viele einzelne, grobe Blöcke auf, die auf stark bewachsenem Sediment liegen bzw. in dieses eingebettet sind. Die Matrix des Sediments ist tonig-siltig, grau und schimmert aufgrund des hohen Hellglimmergehaltes etwas. Diese Vergesellschaftung wird als Grund- und Ablationsmoränenablagerung interpretiert, wobei die einzelnen Blöcke den supraglazialen Schutt verkörpern. Am Laserscan-Bild lässt sich gut erkennen, dass diese supraglaziale Ablagerung durch ihre Aufragung gegenüber der Grundmoränenablagerung des Talbodens gut abgrenzbar ist. Grobe Blöcke sind in südlicher Fortsetzung taleinwärts bis zur Steilstufe, die zum Gamsschöß – ein kleines Kar – führt, zu finden. Auf der Steilstufe liegen immer wieder vereinzelte große Blöcke herum, die mit Sicherheit von oben herunterfielen, denn das Gamsschöß ist vollkommen mit grobblockigem Schutt bedeckt.

In dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte (1.954 m) befinden sich auf etwa 1.750 m Seehöhe mehrere größere und kleinere Wälle. Der deutlichste, äußerste Wall streicht etwa ESE–WNW und ist ca. 250 m lang. Manche Wälle sind aus grobem Blockschutt aufgebaut, andere sind stark bewachsen und bestehen aus kleineren Blöcken. Es sind nur wenige größere Blöcke auf den Wällen verteilt, denn die Felswände im Hintergrund liefern offensichtlich eher kleinblockigen Schutt, der heute auch großteils bewachsen ist. Ein nach Westen konvexer, eher abgerundeter Wall könnte auch eine Blockgletscherablagerung darstellen, welche die älteren Wälle später überformt hat.

Interpretierte glaziale Geschichte

Es ist anzunehmen, dass während des LGM das gesamte Tal von Eis bedeckt war (vgl. VAN HUSEN, 1968; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2004.) Vermutlich zur Zeit des Gschnitz-Stadials entwickelte sich aus dem Gamsschöß heraus ein schuttbedeckter Gletscher und vereinigte sich mit einem weiteren Gletscher, der in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte lag. Der Haupteisfluss erfolgte vermutlich in gerader Linie vom Gamsschöß in das Knalltal, wenig Eis floss hingegen aus dem kleinen Kar zu. Dieser Gletscher konnte nur bis auf etwa 1.750 m vorstoßen und hinterließ hier seine Endmoränenwälle. Diese Annahme würde erklären, warum der Ablationsschutt in gerader Linie bis auf 1.600 m zu finden ist und die Wälle in dem kleinen Kar eher wenig große Blöcke und mehr kleine beinhalten. Später entwickelte sich in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte ein kleiner Blockgletscher, wodurch die Situation noch komplexer wurde.

Kar um den Weißensee

Das Kar, in dem sich auch der Weißensee (2.229 m) befindet, ist relativ breit und tief und beherbergt weitere Seen. Es wurde nur der nördliche Teil des Kars untersucht und zwar entlang des Weges von St. Nikolai über die Kaltherberghütte (1.608 m), vorbei an den Klafterseen (1.884 m, 1.950 m) bis zum Weißensee. Bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m kommen am Weg Eisrandablagerungen vor, die sich durch Kies-Sand-Gemische mit gerundeten Komponenten auszeichnen. Weiter taleinwärts führt der Weg über kompaktierte Grundmoränenablagerungen. Bei Betrachtung des Laserscan-Bildes fällt auf 1.620 m Höhe eine wallförmige Struktur auf. Aufschlüsse darin zeigen überkonsolidierte, geschichtete Diamikte mit angularen Komponenten. Unterhalb davon fällt das Gelände für wenige Meter steil ab, darüber jedoch zieht dieser Sedimentkörper horizontal taleinwärts. Vermutlich handelt es sich um eine Grundmoränenablagerung, die stärker erodiert wurde. Oberhalb davon, auf 1.680 m, direkt hinter einer kleinen Hüttenruine, erstreckt sich ein im Bogen von Osten nach Westen streichender Wall, der sich aus einem matrixgestützten Diamikt mit tonig-siltiger Matrix zusammensetzt. Die Komponenten darin sind zumeist angulare bis subangulare Kiese. Auf dem Wall liegen vereinzelt Blöcke mit Durchmessern bis 3 m. Dieser Wall wird als Endmoränenwall eines spätglazialen Gletschervorstoßes, vielleicht des Gschnitz-Stadials, interpretiert.

Beide Klafterseen sind in Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes eingesenkt. Hin und wieder lassen sich auf Quarzklasten E–W streichende Gletscherstriemungen erkennen. Im Umkreis der Seen gibt es Vernässungszonen, die durch Wasserstauung auf siltig-tonigen Grundmoränenablagerungen entstehen. Der weitere Weg Richtung Weißensee führt zunächst über nackten Fels, jedoch ab einer Höhe von etwa 2.000 m finden sich große Blöcke, die direkt dem Fels aufliegen. Zum Teil ist zwischen einzelnen Blöcken eine siltig-sandige Matrix erkennbar, manchmal sind die Blöcke allerdings ineinander verkeilt, mit sedimentfreien Hohlräumen dazwischen. Vor allem mithilfe des Laserscan-Bildes ist eine Wallform erkennbar, die diese Blockhalde im Osten umgibt. Die Ablagerung ist etwa 200 m breit. Weiter Richtung Westen liegt der Weißensee (2.229 m) in eine Mulde eingesenkt. Die Blöcke reichen bis an den See heran und wenige Meter in den See hinein (WÖBER, 1966). Im Süden wird der See durch einen Festgesteinsriegel abgedämmt. Aufgrund des Sedimentinhaltes und der Position der Blockhalde wird diese als Ablationsmoränenablagerung eines spätglazialen Gletschers interpretiert. Der nördliche Seitenmoränenwall dieses Gletschers ist heute nicht mehr eindeutig identifizierbar, da in diesem Bereich ebenfalls mehrere Kubikmeter große Blöcke von einer nahen Felswand herabgestürzt sind und den Wall überschütteten. Die Blöcke stürzten deshalb in diesem Bereich in die Tiefe, weil die Schieferung stark verfaltet ist und in manchen Bereichen eine für Felsstürze prädestinierte Lagerung einnimmt. Im Bereich des Felssturzmaterials sind kleinere Stauchungswälle zu beobachten. Vermutlich wurde das Material später als Blockgletscher etwas nachbewegt. Diese Vermutung liegt nahe, da sich westlich anschließend eine südexponierte Blockgletscherablagerung befindet. Diese zeichnet sich durch matrixloses, verkeiltes, nur mit Flechten bewachsenes Blockwerk mit bis 3 m^3 großen Blöcken und zahlreichen Stauchungswällen aus. Eine weitere kleine Blockgletscherablagerung befindet sich westlich des Weißensees, sie endet auf 2.250 m Seehöhe.

Interpretierte glaziale Geschichte

Trotz der Schroffheit ist denkbar, dass die Felskämme während des LGM vom Eis überflossen waren, zum Beispiel bei der Steinkarlscharte (1.954 m). Während des LGM wurden vielerorts im gesamten Kar mächtige Grundmoränenablagerungen gebildet. Im Zuge der Eiszerfallsphase stellte vermutlich Toteis im Großsölktal eine Barriere dar, wodurch mehr oder weniger kontinuierlich hunderte Meter mächtige Eisrandablagerungen geschüttet wurden. Vermutlich entwickelte sich zur Zeit des Gschnitz-Stadials ein Gletscher aus dem kleinen Tal unterhalb der Steinkarlscharte, der bis auf 1.680 m Seehöhe vorstieß. Im Zuge dessen wurden die umgebenden Kämme nicht mehr überflossen, zusätzlich übersteilt und erlangten so ihre heutige schroffe Ausformung. Der Gletscher, der die Moräne beim Weißensee hinterließ, hatte sein Einzugsgebiet im Kar südlich des Großen Knallsteins (2.599 m). Aufgrund der Nordexposition und der Höhenlage könnte es sich dabei um einen Vorstoß in der Jüngeren Dryas (Egesen-Stadial) handeln.

Kar um den Grünsee

Das Kar um den Grünsee ist ostexponiert und beinhaltet zwei Karstufen. In die untere ist der Hohensee (1.543 m) eingebettet. Darüber folgt über einer Steilstufe von etwa 300 m eine weitere Karstufe, in der sich der Schwarzensee (1.918 m) und Grünsee (1.983 m) befinden. Das Kar entwässert über den Hohenseebach, der vermutlich entlang einer Störung verläuft, in den Bräualmbach, welcher wiederum in den Großsölkbach mündet. Der Hohenseebach hat ein relativ steiles Gefälle, während der Bräualmbach in flachem Gelände in einem breiten Talboden mäandriert.

Am Fahrweg von der Bräualm (1.165 m) zum Hohensee befinden sich immer wieder Gletscherschliffe auf den anstehenden Granat-Glimmerschiefern. Nach der Steilstufe zwischen 1.300 und 1.400 m führt der Weg über flachere Grundmoränenablagerungen, aus denen immer wieder Festgesteinsbuckel herausragen. Zumeist sind es klassische Rundhöcker, manchmal gibt es auch symmetrische Formen, die als „whaleback“ anzusprechen sind.

Oberhalb des Hohensees, im Bereich seines Zuflusses, befinden sich wallförmige Strukturen auf etwa 1.640 m Seehöhe. Sie streichen WSW–ENE und sind etwa 250 m lang. Aufgrund des starken Bewuchses konnte der Aufbau nicht im Detail studiert werden. Grobe (sub)angulare Blöcke, die auf dem Wall liegen, sind jedoch augenscheinlich. Die Matrix, soweit erkennbar, ist siltig bis sandig. Aufgrund dieser Beobachtungen und der Position unterhalb einer Felswand ohne erkennbarem Einzugsgebiet eines Gletschers, wurden die Wälle als subglaziale Formen eingeordnet. Der Hohensee selbst liegt großteils in einem im Festgestein ausgeschürften Zungenbecken.

Über eine weitere Steilstufe gelangt man zum Schwarzensee (1.918 m). Etwa 250 m nordöstlich davon befindet sich in etwa 1.920 m Seehöhe auf der Nordseite des Kares ein Seitenmoränenwall. Er streicht NW–SE und ist etwa 150 m lang. Auf dem Wall liegen mehrere subangulare Blöcke mit Durchmessern von einigen Dezimetern bis etwa einem Meter. Aufgrund der geomorphologischen Ausprägung des Walles, vor allem der Abrundung des Kammes und der topografischen Position wird der Wall vorläufig dem Gschnitz-Stadial zugeordnet. Neben diesem Wall befinden sich zum Schwarzensee hin weitere, sehr niedrige Wälle. Sie ragen nur wenige Dezimeter aus der umgebenden Verebnung heraus. Sie bestehen aus Lockersedimenten und werden als subglaziale Formen interpretiert. Diese kleine Ebene ist durch ein Muster von Vernässungen und kleinen Festgesteinsbuckeln geringer Höhe (wenige Dezimeter) geprägt.

Westlich des Schwarzensees liegen auffallend viele angulare, bis 1 m große Blöcke herum. Die Fallenergie dieser Blöcke dürfte kaum ausgereicht haben, um sie von den 1 km entfernten Felswänden in die heutige Position zu bringen. Aus diesem Grund werden die Blöcke als Ablationsmoränenablagerung eines einstigen Gletschers interpretiert. Wenn man über diese Blöcke zum Grünsee (1.983 m) weiter aufsteigt, passiert man einen WSW–ENE streichenden, langgezogenen Wall von 400 m Länge. Der Wallansatz unterhalb einer Felswand ist durch sehr blockreiches, korngestütztes Material ohne sichtbare Matrix gekennzeichnet. Am Kamm des Walles auf 1.950 m Seehöhe gibt es einen kaum merklichen Geländeeinschnitt, oberhalb dessen sich nahezu keine Blöcke mehr finden. Die Genese dieses eigenartigen Walles lässt sich schwer erklären. Aufgrund der Position könnte es sich einerseits um einen Seitenmoränenwall eines spätglazialen Gletschers, oder aber um einen subglazialen Wall handeln. Der blockreiche Teil des Walles ist vielleicht eine spätere Überprägung eines kleinen Blockgletschers oder der Rest eines schuttbedeckten Gletschers.

Südlich davon befindet sich eine mehrere Meter mächtige, von Latschenkiefern bewachsene Blockgletscherablagerung. Der Aufbau ist ähnlich wie bei dem oben beschriebenen, blockreichen Wall. Angulare Blöcke, die durchaus Durchmesser von 1 m erreichen, sind korngestützt ohne erkennbare Matrix. Stauchungswälle sind am Laserscan-Bild besonders gut erkennbar. Interessant ist der südliche Teil dieser Form: Der Seitenmoränenwall auf dieser Seite entwickelt sich nicht aus einer Blöcke produzierenden Wand, sondern liegt direkt an einem grasbewachsenen Nordhang. Er besteht nicht aus groben Blöcken, sondern aus kleinstückigem Schutt. Dies legt den Schluss nahe, dass es sich um zwei separate Geländeformen/Ablagerungsformen handelt, die aneinandergrenzen. Der südliche blockarme Bereich ist vermutlich Teil einer Seiten- und Endmoräne eines Gletschers, der aus dem Kar östlich des Gjoadecks (2.525 m) hinabfloss. Der blockreiche Teil war vermutlich ehemals ein Blockgletscher, der die Seiten-Endmoräne überprägte. Östlich davon, etwas oberhalb des Grünsees auf etwa 2.000 m Seehöhe, ist ein weiterer, nur wenige Dezimeter hoher, relativ geradliniger Wall am Laserscan-Bild sichtbar. Dieser könnte einen Seiten- bzw. Endmoränenwall darstellen. Möglicherweise steht er in Verbindung mit dem ersten erwähnten Wall beim Grünsee.

Interpretierte glaziale Geschichte

Der Seitenmoränenwall auf etwa 1.920 m Seehöhe könnte im Gschnitz-Stadial entstanden sein. Wie weit die maximale Ausdehnung dieses Gletschers war, ist leider aufgrund mangelnder Indizien nicht eindeutig feststellbar. Wenn er sich mit einem Gletscher aus dem Schimpelkar vereinigte, dann könnte er durchaus bis auf etwa 1.400–1.200 m Höhe herabgereicht haben. Die subglazialen Wälle oberhalb des Hohensees entstanden somit vermutlich

während des Würm-Hochglazials und des Gschnitz-Stadials. Die Ablationsmoränenablagerung unterhalb des Grünsees könnte in Verbindung mit den beiden Wällen östlich und westlich des Grünsees einen Maximalstand eines Egesen-zeitlichen Gletschers markieren. Ein Endmoränenwall ist nicht ersichtlich. Möglicherweise hat der Gletscher in den Schwarzensee gekalbt, wodurch der Wall fehlt. Grobe Blöcke am Seegrund (WÖBER, 1966) würden für diese Annahme sprechen.

Die Ablationsmoränenablagerung oberhalb des Grünsees reicht auf etwa 1.980 m herab und könnte einen zweiten Egesen-Stand darstellen. Aufgrund des relativ hoch gelegenen Einzugsgebietes von 2.300–2.400 m Höhe und der Ostexponierung, die vermutlich eine Abschattung des oberen Akkumulationsgebietes bewirkte, wäre ein Auftreten des Egesen-Stadials in diesem Bereich durchaus denkbar.

Kar um den Schimpelsee

Der Schimpelsee ist vom Hohensee (1.543 m, siehe oben) über den Schimpelrücken erreichbar. Dieser wird von Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Greim-Komplexes aufgebaut. Der sehr geradlinig verlaufende Schimpelbach hat sich vermutlich entlang einer Störung in das Festgestein eingegraben. Nur an wenigen Stellen finden sich geringmächtige Grundmoränenablagerungen. Ein Beispiel stellt die Umgebung des Breitenbachsees (1.840 m) dar. Der Weg zum Schimpelsee ist von zahlreichen Gletscherschliffen geprägt, deren Striemungen etwa E–W verlaufen.

Wenige Meter vor dem Schimpelsee befindet sich auf etwa 1.930 m Seehöhe ein Endmoränenwall. Er ist etwa 270 m lang, verläuft etwa NW–SE und biegt im Osten nach Süden um, wo er seinen tiefsten Punkt erreicht. Dieser Wall ist sehr markant ausgeprägt und von zahlreichen Latschenkiefern bewachsen. Auf der südlichen Talseite ist keine Fortsetzung erkennbar. Lithofaziell handelt es sich um eckigen Schutt aus vorherrschend kiesigen, untergeordnet blockigen Komponenten. Die Matrix ist sandig-kiesig, das Sedimentgefüge zumeist matrixgestützt. Taleinwärts kommen einzelne Wälle, Gräben und Buckel vor, die vor allem aus groben Blöcken bestehen. In den Gräben beobachtet man Anschnitte in unbewachsenem, korngestütztem Blockwerk. Es könnte sich bei dieser Sedimentvergesellschaftung um Relikte einer Toteislandschaft handeln. Dahinter liegt der Schimpelsee in einem ehemaligen Zungenbecken. Im Nordwesten des Sees gibt es einen auffallenden, etwa 250 m langen Seitenmoränenwall. Er verläuft E–W-streichend etwa entlang der 2.000 m Isohypse, steigt im Westen allerdings etwas an. Vor allem auf seiner Nordflanke und am Wallkamm liegen einige Blöcke, die Größen von 1 m^3 bis 10 m^3 erreichen. Die meisten Blöcke, die den Wall aufbauen, sind jedoch kleiner als 1 m^3. Hinter dem Wall wird in einer Mulde ein kleiner See gestaut. In manchen Bereichen besteht der Wall nur aus angularen Blöcken. Meist ist Matrix vorhanden, wie sich auch durch Wiesenbewuchs zeigt. Aufgrund der Position könnte dieser Wall in Zusammenhang mit dem Endmoränenwall vor dem Schimpelsee in Verbindung stehen. An der Westseite des Sees, gibt es zwei etwa 20 m breite Endmoränenwälle auf 1.940 bzw. 1.960 m Seehöhe. Diese schmiegen sich an den Seitenmoränenwall an und sind wie dieser sehr blockreich. Es sind auch einige Bereiche mit losem Schutt bedeckt, der vermutlich von den Hangflanken auf die Wälle rollte. Die potenziellen Gletscher (oder der potenzielle Gletscher), die diese Wälle hinterließen, hatten ihr Einzugsgebiet im Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m). Aufgrund der großen Ähnlichkeit zwischen den Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern und denen von Blockgletschern können diese zwei Wälle weder der einen noch der anderen Ablagerung eindeutig zugeordnet werden. Wegen der Entfernung zu den schuttliefernden Wänden wird jedoch eine Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers favorisiert.

Etwas oberhalb, im Süden, der beiden letztgenannten Wälle liegt grober Schutt, der ebenfalls Wallformen erkennen lässt. Die meisten der Wälle setzen sich in Falllinie fort und verbinden sich mit Wällen im Bereich hinter den oben erwähnten Endmoränenwällen. Andere wiederum weisen eine Wallform auf, wie es auch bei Endmoränen der Fall ist. Sie enden oberhalb der kleinen Steilstufe auf etwa 2.060 m Seehöhe. Vorerst wird diese aus Orthogneiskomponenten bestehende Schutthalde mit Wallformen als Blockgletscherablagerung interpretiert. Allerdings liegt aufgrund der Größe und Ausprägung die Vermutung nahe, dass es sich auch um die Ablagerung eines reaktivierten schuttbedeckten Gletschers handeln könnte, der möglicherweise auch die Wälle beim Schimpelsee ablagerte.

Ab 2.000 m führt der Wanderweg zur Schimpelscharte (2.413 m) direkt entlang eines abgerundeten, etwa 40 m breiten Endmoränenwalles. Dieser weist eine gebogene Form auf, die drei klar unterscheidbare Loben nachzeichnet. Der unterste Lobus erstreckt sich bis auf 2.000 m, zwei weitere enden in 2.060 und 2.140 m Seehöhe. Diese Wälle sind etwas abgeflachter als die Wälle beim See und beinhalten Diamikte mit Glimmerschiefer-Komponenten und siltig-sandiger Matrix.

Interpretierte glaziale Geschichte

Möglicherweise sind alle oben erwähnten Wälle Teil eines einzigen glazialen Standes. Während der Rückzugsphase eines Gletschers, der aus dem Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m) abfloss, kam es zu einer mehrmaligen Stabilisierung, wodurch mehrere Endmoränenwälle abgelagert wurden: zuerst der Seitenmoränenwall in Verbindung mit dem Endmoränenwall unterhalb des Schimpelsees, später die zwei Wälle, die sich an den vorhergehenden Seitenmoränenwall anlagern. Die Blockgletscherablagerung oberhalb überprägte nur die blockreiche Ablagerung. Der nicht vorhandene Bewuchs lässt darauf schließen, dass der Permafrost in diesem Bereich noch nicht allzu lange abgetaut ist, vermutlich erst in den letzten Jahrzehnten.

Der Gletscher weiter östlich, in dessen ehemaligem Bett heute der Wanderweg verläuft, könnte gleichzeitig mit dem oben erwähnten Gletscher existiert haben. Allerdings sind die Breite und Höhe der Wälle etwas unterschiedlich. Dies ließe sich auf den Gesteinsinhalt und die damit verbundene Größe der Komponenten zurückzuführen. Da das Einzugsgebiet dieses Gletschers weitaus kleiner war, konnte dieser nur bis auf 2.000 m vorstoßen, im Gegensatz zum Gletscher im Kar nordöstlich unterhalb des Bauleitecks, der noch bis auf eine Höhe von 1.950 m hinabreichte.

Aufgrund der Höhenlage und der Ostexponierung wird die Möglichkeit in Betracht gezogen, dass es sich bei den rekonstruierten Gletscherständen um jene des Egesen-Stadials der Jüngeren Dryas handelt.

Kaltenbachseen

Der Weg zum Unteren Kaltenbachsee verläuft über Grundmoränenablagerungen. Die Matrix ist siltig-sandig, das Gefüge matrixgestützt. Die Komponenten sind subangular bis angerundet und beinhalten Marmor, Granat-Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer des Greim-Komplexes. Der Untere Kaltenbachsee wird von einem Endmoränenwall auf 1.750 m Höhe abgedämmt. Dieser Wall besteht aus einem matrixgestützten Diamikt mit sandiger Matrix, aus welchem das Feinmaterial (Ton/Silt) weitgehend ausgewaschen wurde. Der Weg führt weiter auf dem direkt anschließenden Seitenmoränenwall zum Mittleren Kaltenbachsee hinauf. Beide Wälle werden aufgrund ihrer Höhenlage, Position und fortgeschrittenen Abrundung des Wallkammes in die Zeit der Gschnitz-Vergletscherung gestellt. Nördlich des Mittleren Kaltenbachsees gibt es einen Wall, der allerdings aufgrund seiner Position im Lee einer Felswand als subglaziale Gletscherfließstruktur (Flute) interpretiert wird. Der See selbst ist in glazial erodiertes Festgestein eingesenkt. Beim Oberen Kaltenbachsee wurden keine Anzeichen für spätglaziale Gletscherstände festgestellt. Geomorphologisch interessant sind die Etrachböden (2.148 m). Hierbei handelt es sich um eine Hochfläche oberhalb des Oberen Kaltenbachsees. Die Moränenbedeckung ist zwar nur dürftig und geringmächtig vorhanden, dennoch ist daraus zu folgern, dass das Gebiet ehemals unter glazialer Bedeckung lag. Einzelne Hügel, die offensichtlich periglazialen Verwitterungsprozessen unterlagen, ragen aus der Hochfläche heraus. Das flache Relief dieser Landschaft ist vermutlich auf das Schichteinfallen der anstehenden Gesteine zurückzuführen.

Interpretierte glaziale Geschichte

Während des LGM waren vermutlich auch die Etrachböden (2.148 m) eisüberflossen (bzw. bildete sich ein geringmächtiger Plateaugletscher), worauf die Grundmoränenstreu hindeutet. Im Zuge des Gschnitz-Stadials entwickelte sich vermutlich ein Gletscher, der sich über die Karwanne des heutigen Mittleren Kaltenbachsees (1.912 m) bis zum Unteren Kaltenbachsee (1.748 m) erstreckte. Letzterer wurde im Zuge dieses Gletschervorstoßes durch eine Seiten- und Endmoräne abgedämmt.

Sölkpass

Der Sölkpass bildete zur Zeit des LGM einen Transfluenzpass. Dies lässt sich allein schon an der abgerundeten Morphologie, aber auch an Grundmoränenablagerungen und Gletscherschliffen erkennen. Selten findet man glaziale Striemungen auf polierten Quarzmobilisaten, jedoch konnten keine Anzeichen gefunden werden, in welche Richtung die Eistransfluenz stattfand. Die Schliffgrenze ist schwer feststellbar. Sie scheint in etwa 2.050 m Höhe zu liegen. Unterhalb dieser Höhe sind die anstehenden Gesteine eindeutig weniger scharfkantig als in höheren Bereichen und bilden glatte Flächen. Oberhalb dieser Höhe sind die Gesteine meist brüchiger und wirken schroffer. Spitzere Kämme unterstreichen hier die Morphologie abseits des Eisstromnetzes.

Zusammenfassung

Das Großsölktal stellte zur Zeit des Würm-Hochglazials (LGM; ca. 30–20 ka; Monegato et al., 2007; Ivy-Ochs et al., 2004) einen vermutlich nicht unwesentlichen Zufluss zum Ennsgletscher dar. Dieser war Teil eines großen Eisstromnetzes, das weite Teile der Alpen bedeckte. Schliffgrenzen der Transfluenz am Sölkpass deuten darauf hin, dass die Eisoberfläche auf rund 2.100 m reichte und in den Karen noch höher lag. Nur die Gipfel und manche Kämme ragten als Nunataks aus dem Eis heraus. In diesen Bereichen herrschte Frostsprengung vor, wodurch das raue Erscheinungsbild der hohen Berge entstand. Auf den Hängen und in den Karen bezeugen großflächige Ablagerungen von Grund- und Ablationsmoränen das LGM und jüngere Glaziale. Mit dem Zusammenbruch des mächtigen Eisstromnetzes wurden während der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) am Eisrand Stauseen gebildet, in die Flüsse mächtige Sedimentkörper schütteten. Vor allem bei St. Nikolai treten diese Sedimente sehr häufig auf. Später wurden sie von den Bächen wieder anerodiert, wodurch eindrucksvolle Terrassen entstanden. Als die großen Gletscher in den Haupttälern verschwunden waren, bildeten sich nach einer kurzen Wärmephase wiederum kleinere Gletscher in den Karen aus. Es wurden Vorstöße rekonstruiert, die sich mit folgenden Stadialen korrelieren lassen: (i) Ein größerer Vorstoß zur Zeit des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka; Ivy-Ochs et al., 2006) reichte je nach Höhenlage des Einzugsgebietes auf 1.350–1.750 m herab. (ii) Eine weitere Klimaverschlechterung bildete das Egesen-Stadial (~13–12 ka; Ivy-Ochs et al., 1996; Reitner et al., 2016). Während dieser Phase konnten Kargletscher noch auf etwa 1.900–2.000 m vorstoßen. Es sind zum Teil mehrere Endmoränenwälle erhalten. Durch die Übersteilung der Hänge infolge glazialer Erosion kam es zur Anlage tiefgreifender Massenbewegungen und Hangzerreißungen, wie Zerrgräben vor allem im Bereich westlich des Großsölkstausees zeigen.

Dank

Ich bedanke mich bei Alfred Gruber und Jürgen Reitner, durch deren sorgfältige Durchsicht das Manuskript stark profitierte.

Literatur

Barsch, D. (1983): Blockgletscher-Studien, Zusammenfassung und offene Probleme. – In: Poser, H. & Schunke, E. (Eds.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, **35**, 133–150, Göttingen.

Hejl, E. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 366–368, Wien.

Hejl, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.

HERMANN, S.W. & BECKER, L.P. (2003): Gravitational spreading ridges on the crystalline basement of the Eastern Alps (Niedere Tauern mountain range, Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **94** (2001), 123–138, Wien.

IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P., SYNAL, H., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl. – Eclogae Geologicae Helvatiae, **89**, 1049–1063, Basel.

IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**/1, 47–55, Basel. http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2007): Lithology and the distribution of rock glaciers: Niedere Tauern Range, Styria, Austria. – Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, **51**/2, 17–38, Berlin. http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051S2-0017

KELLERER-PIRKLBAUER, A., PROSKE, H. & UNTERSWEG, T. (2004): Darstellung der Talbodenbereiche des steirischen Ennstales. – Bericht, Joanneum Research, 50 S., Graz.

MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, **68**/2, 284–302, Cambridge. http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, XVI + 1199 S., Leipzig.

REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, **164**/**165**, 64–84, Oxford.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65**/2, 113–144, Göttingen.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WÖBER, E.M. (1966): Geomorphologie des Talgebietes der Großen Sölk und seiner Gebirgsgruppen in den Niederen Tauern mit besonderer Berücksichtigung der Hochgebirgs-Seen. – Dissertation, Universität Wien, 161 S., Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im „Ennstaler Phyllitkomplex“ und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das diesjährige Aufnahmsgebiet liegt in der Nordostecke des Kartenblattes, das heißt östlich von Öblarn und nördlich der Linie Walchenbach–Wolfegggraben. Es hat eine Fläche von 29 km^2 und ist wie folgt umgrenzt: Öblarn – Walchenbach – Wolfegggraben – Starzenalm – östliche Blattgrenze – Schwaigergraben – Gosch – Oberer Bleiberg – Niederöblarn – Moosberg – Öblarn.

Der präquartäre Untergrund ist nur im äußersten Süden des Gebietes, also entlang des Walchenbaches zwischen dem Forsthaus Walchenhof und der Bergkreuzkapelle, dem Wölz-Komplex zuzuordnen. Ansonsten wird der präquartäre Untergrund ausnahmslos durch den „Ennstaler Phyllitkomplex“ gebildet. Die Grenze zwischen beiden Gesteinskomplexen ist entweder deckentektonischer Natur oder zumindest tektonisch überprägt, jedoch infolge lithologischer Konvergenzen und kleinräumiger Verschuppungen abschnittsweise unscharf ausgebildet (FRITSCH, 1953). Die Marmorzüge des Typus Sölk-Gumpeneck kommen ausnahmslos im nördlichen bzw. hangenden Teil des Wölz-Komplexes vor. Sie überschreiten nirgends die Grenze zu den „Ennstaler Phylliten“, können aber auch nicht als feldgeologische Deckenscheider benützt werden, da im Hangenden dieser Marmore fast überall retrograd überprägte Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auftreten. Mit anderen Worten: „Ennstaler Phyllite“ grenzen oft an lithologisch ähnliche, retrograde Wölzer Glimmerschiefer (PEER, 1988; PESTAL et al., 2009: 68). Andererseits kommen grünschieferfazielle Chloritschiefer nur im „Ennstaler Phyllitkomplex“, jedoch nie im Wölz-Komplex vor. Sie sind von retrograden Amphiboliten des letzteren leicht zu unterscheiden. Da sie jedoch nicht häufig genug sind und auch nicht immer bis an die Deckengrenze herantreten, sind sie als feldgeologisches Kriterium zur Kartierung dieser Grenze ungeeignet.

Eines der Hauptprobleme der Kartierung 2020 war daher die möglichst genaue Erfassung der Grenze zwischen dem „Ennstaler Phyllitkomplex“ und dem Wölz-Komplex. Im tektonischen Modell von PESTAL et al. (2009) werden beide Einheiten dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Demnach wird die Kontaktfläche zwischen beiden Einheiten nicht als Deckengrenze erster Ordnung innerhalb des ostalpinen Deckenstapels betrachtet. In diesem Kontext war auch die tektonische und stratigrafische Zuordnung der bekannten Sulfidlagerstätte in der Walchen zu überprüfen. Sie befindet sich nahe der Grenze zwischen beiden Komplexen.

Der Wölz-Komplex

Er tritt nur im äußersten Süden des diesjährigen Aufnahmsgebietes auf, und zwar an der orografisch rechten (nördlichen) Seite des Walchentales, zwischen der Bergkreuzkapelle im Osten und dem Forsthaus 350 m WNW der Kapelle bei Kote 877 m im Westen. Retrograd überprägte, zum Teil phyllonitische Glimmerschiefer mit etwas reliktischem Granat sind an mehreren Stellen im Bachbett des Walchenbaches und in dessen unmittelbarer Nähe aufgeschlossen – so zum Beispiel im Umkreis von Kote 877 m (Kapelle) und etwas östlich des „Ghf. zum Bergkreuz“. Weitere gut zugängliche Aufschlüsse befinden sich entlang der Forststraße unterhalb (SW) der Bergkreuzkapelle.

Diese Glimmerschiefer fallen vorwiegend mittelsteil nach Norden ein und werden im Hangenden von deutlich helleren Serizitquarziten und dünnblättrigen Serizitschiefern überlagert. In letzteren befinden sich die sulfidischen Erzlager der Lagerstätte Walchen. Diese und ihre Begleitgesteine bilden hier das Liegendste des „Ennstaler Phyllitkomplexes“. Die Deckengrenze zum unterlagernden Wölz-Komplex entspricht zumeist der lithologisch markan-

ten Grenze zwischen den hellen Serizitschiefern und den deutlich dunkleren Wölzer Glimmerschiefern. Diese Grenze liegt bei der Einmündung des Schrettenkargrabens im Talgrund (ca. 850 m über NN) und steigt gegen Osten, durch SW–NE streichende Bruchlinien staffelartig zerlegt, allmählich an. Nördlich vom Berghaus (Kote 985 m) liegt sie in 1.240 m über NN, nördlich der Bergkreuzkapelle in 1.340 m über NN.

Das Erscheinungsbild der retrograden Glimmerschiefer ist jenem der granatarmen Glimmerschiefer bei Großsölk und im Blattbereich 127 Schladming (sog. „Kaiblingschiefer“) ähnlich. Diese Gesteine unterscheiden sich deutlich von den grobschuppigeren Granat-Muskovitschiefern im Umkreis des Großen und Kleinen Knallsteins und im Tuchmoarkar.

Die retrograden Glimmerschiefer in der Walchen sind oft isoklinal gefaltet und weisen eine achsenebenen-parallele Schieferung auf. Letztere liegt annähernd parallel zur Deckengrenze und zur Hauptschieferung des „Ennstaler Phyllitkomplexes“ an der Deckengrenze.

Der „Ennstaler Phyllitkomplex“

Er erstreckt sich von den vererzten Phylliten der Walchen bis zum Ennstal im Nordwesten und Norden. Der ganze Bereich ist durch lithologische Monotonie und ein über weite Strecken ähnliches Einfallen der Hauptschieferungsflächen gekennzeichnet. Dünnplattige bis blättrige Phyllite mit Übergängen zu phyllitischen Quarziten sind die bei weitem vorherrschende Gesteinsart. Gut 95 % des oberflächennahen Untergrundes bestehen hier aus solchen Gesteinen. Granat ist selten, bleibt klein (< 2 mm) und ist in der Regel chloritisiert.

Ein gehäuftes Vorkommen von Metabasiten (Chloritschiefer nach wahrscheinlich Metatuffen) wurde nur im Südteil des „Ennstaler Phyllitkomplexes“ angetroffen. Es erstreckt sich als schmales Band konkordanter Linsen und größerer zusammenhängender Lagen vom Talgrund des Walchenbaches (ca. 500 m SE Schröck) über die Südhänge des Hocheck (1.663 m) bis zur Starzenalm. Dieses Chloritschieferband ist in W–E-Richtung über eine Länge von gut 4 km zu verfolgen. Seine größte Mächtigkeit liegt in der Größenordnung von 100 bis 150 m. Weitere, jedoch kleinere Vorkommen von Chloritschiefer gibt es am Starkenberg (1.347 m) und im Graben des Niederöblarnbaches.

Noch wesentlich seltener sind Grafitschiefer. Abseits der Lagerstätte in der Walchen sind sie oft nur wenige Dezimeter, in Ausnahmefällen allenfalls 1,5 m mächtig. Gehäuft treten sie im westlichen Bereich der Lagerstätte, das heißt in der weiteren Umgebung des Forsthauses Walchenhof auf. Weitere kleine Vorkommen gibt es am Stubeggsattel (Graßllehen, 1.302 m) und unmittelbar nördlich des kleinen Stausees im hinteren Teil des Niederöblarngrabens (bei der Abzweigung des Futzengrabens). Wegen der regional manchmal schlechten Aufschlussverhältnisse des „Ennstaler Phyllitkomplexes“ ist jedoch anzunehmen, dass geringmächtige Lagen von Grafitschiefer oft übersehen werden, also insgesamt etwas häufiger sind, als es das Kartenbild vermuten lässt.

Im gesamten Aufnahmsgebiet fallen die Phyllite zumeist mittelsteil nach Norden ein. Entlang des Meridians, der durch den Gasthof zum Bergkreuz verläuft, erstreckt sich der „Ennstaler Phyllitkomplex“ in N–S-Richtung, das heißt quer zum Streichen, über etwa 6,5 km. Bei einem Einfallswinkel von ca. 35 bis 40° entspricht das einer Mächtigkeit von ca. 3,7 bis 4,2 km (6,5 km x sin 35° bzw. 6,5 km x sin 40°). Dabei ist jedoch zu bedenken, dass das Phyllitpaket tektonisch angeschoppt oder durch Isoklinalfaltung verdoppelt sein kann und daher die ursprüngliche Mächtigkeit der sedimentären Edukte (Schiefertone und Siltsteine) eventuell geringmächtiger war.

Wegen des generellen Einfallens der Phyllite nach Norden finden sich an den südexponierten Hängen bessere und häufigere Aufschlüsse von anstehendem Gestein. An den nordexponierten Hängen neigen die quasi hangparallel einfallenden Phyllite zum Zergleiten durch s-parallelen Kohäsionsverlust entlang der Schichtfugen. Dementsprechend seltener sind hier die Aufschlüsse. Über weite Strecken sind hier nur Lesesteine zu finden.

Die Schwefelkies- und Kupferkies-Lagerstätte in der Walchen

Der stillgelegte Bergbau befindet sich am orografisch rechten (nördlichen) Hang des Walchengrabens zwischen ca. 1.100 und 1.550 m über NN. In W–E-Richtung erstreckt sich die Lagerstätte über eine Länge von ungefähr 4 km. Da die Ausbisslinien der beiden Sulfid-Lagergänge und die Lage der begleitenden Serizitschiefer und Serizitquarzite im Sommer 1967 im Maßstab 1:2.000 sehr genau kartiert wurden (Unger, 1968), wäre eine vollständige Neuaufnahme der Lagerstätte und ihrer näheren Umgebung nicht sinnvoll gewesen. In Anbetracht der zur Verfügung stehenden Zeit hätte sie nicht besser, sondern höchstens viel ungenauer als die exzellente Aufnahme von Unger (1968) sein können. Vielmehr ging es darum, die Karte von Unger (1968: Anlagen II a und b), der auf einer von ihm selbst erstellten topografischen Karte mit Höhenschichtlinien von 100 und 20 Metern kartiert hatte, in die Topografie der heutigen ÖK 1:50.000 (bzw. deren Vergrößerung auf 1:10.000) zu übertragen, neue Wege und Forststraßen zu begehen und gegebenenfalls die Kartierung von Unger (1968) mit neuen Befunden zu ergänzen.

Die Kartierung von Unger (1968) war sehr gut nachvollziehbar. Größere Abweichungen von den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen waren nirgends festzustellen. Besonders gut konnte die Schichtfolge des Lagerstättenkomplexes entlang der Forststraße, die in 1.240 m über NN, 700 m südlich des Hocheck (1.663 m) verläuft, und am Spornrücken nördlich der Bergkreuzkapelle untersucht werden. Die Ausbisse der Sulfid-Lagergänge sind anhand der gelben Schwefelausblühungen gut zu erkennen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von kaum über 50 cm und konnten daher nicht maßstäblich dargestellt werden.

Quartäre Sedimente und Formen

Größere zusammenhängende Grundmoräne wurde bis zu einer Höhe von knapp unter 900 m über NN angetroffen, so zum Beispiel am Moosberg östlich von Öblarn und am

Oberen Bleiberg. Bemerkenswert ist der Fund von zwei erratischen Blöcken in 1.280 m und 1.370 m über NN, an einer Forststraße am Nordhang des Gsängerecks (1.426 m). Sie bestehen aus Leukoorthogneisen des Schladminger Gneiskomplexes und sind jeweils etwas größer als 1 m^3. Während des Würm-Hochglazials muss das Eis des Enngletschers hier mindestens bis zu dieser Höhe gereicht haben. Dirk van Husen (1968) rekonstruierte hier die Oberfläche des Würmgletschers jedoch noch deutlich höher, zwischen 1.600 und 1.700 m. Da der würmzeitliche Enngletscher im Osten nur bis zum Gesäuse gereicht hat, ist entlang des stromaufwärts gelegenen Ennstales eine stetige Abnahme der Eisobergrenze von West nach Ost anzunehmen. Fluvioglaziale Schotter in Eisrandablagerungen mit gut gerundeten Steinen und schluffigen Sandlagen wurden am nordexponierten Hang des oberen Bleibergs (W Grasch) in ungefähr 900 m über NN und im Walchengraben in ungefähr 900 bis 1.000 m über NN angetroffen. Ihre genaue stratigrafische Stellung ist unklar. Ein spätglaziales Alter während der Eiszerfallsphase ist aber anzunehmen.

Da die höchsten Gipfel des gesamten Gebietes deutlich unter der aktuellen Untergrenze des Permafrosts liegen, wurden nirgends Anzeichen von rezenter oder subrezenter Solifluktion angetroffen.

Literatur

Fritsch, W. (1953): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerscheifern. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 13–20, Graz.

Peer, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34**/**35**, 243–262, Wien.

Pestal, G., Hejl, E., Braunstingl, R. & Schuster, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000, Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Unger, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 2–52, Geologische Bundesanstalt, Wien.

van Husen, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 249–286, Wien.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Benjamin Huet, Ralf Schuster & Christoph Iglseder.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Vorwort

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Halleranger – Rossloch – Kühkar“ auf dem UTM-Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblätter NW und NE) erfolgte von Juli bis November 2020. Ursprünglich bestand das Untersuchungsgebiet aus zwei Teilarealen mit einer Gesamtfläche von etwa 16 km^2. Diese wurden der Übersichtlichkeit wegen zu einem einheitlichen Kartiergebiet mit einer Gesamtfläche von 28,4 km^2 zusammengefasst. Es umfasst im Großen und Ganzen die Täler des Lafatscher Bachs, des Rosslochs und des Großen und Kleinen Kühkars. Die Gebietsgrenzen entsprechen im Süden dem Verlauf der Gleirsch-Halltalkette vom Hinterödkopf (2.453 m) über die Praxmarerkarspitze (2.642 m), den Großen (2.696 m) und Kleinen Lafatscher (2.636 m) zum Lafatscher Joch (2.081 m) und weiter zur Speckkarspitze (2.621 m). Die östliche Grenze verläuft von der Speckkarspitze zum Sunntiger (2.321 m) nördlich über der Hallerangeralm, biegt hier nach Osten um und erreicht die östliche Begrenzung des Rosslochs von der Rosslochspitze (2.538 m) über Grubenkarspitze (2.663 m) und Dreizinkenspitze (2.603 m). Die nördliche Grenze folgt dem Kammverlauf der Vomper Kette von der Dreizinkenspitze über Lalidererspitze (2.588 m), Nördliche Sonnenspitze (2.650 m) bis zur Moserkarspitze (2.533 m). Die Westgrenze biegt an der Moserkarspitze nach Süden um, erreicht die Kastenalm im innersten Hinterautal und weiter im Süden den Lafatscher Hochleger. Von dort biegt sie nach Westen um und folgt der Gemeindegrenze zwischen Scharnitz und Absam bis zur Hinterödalm und erreicht letztendlich das Hinterödjöchl unter dem Hinterödkopf. Die höchste Erhebung des Gebietes ist der Große Lafatscher (2.696 m), eine der markantesten und höchsten Erhebungen ist die Südliche Sonnenspitze (2.668 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert der nach Westen fließende Lafatscher Bach bzw. die Isar an der Kastenalm bei 1.219 m. Morphologische Hauptmerkmale sind die streng E–W verlaufenden schroffen Felskämme (Vomperkette, Gleirsch-Halltalkette und Repskamm) mit vielen ausgeprägten Karen und bis 1.000 m hohen, über Kilometer sich hinziehenden Nordwänden sowie die tief eingeschnittenen E–W verlaufenden Täler (Rossloch).

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- GEOFAST-Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 118 Innsbruck (MOSER, 2008).
- Bericht Hinterautal und Gleirschtal (SCHUH, 2015).
- Bericht Quartärgeologie Rossloch, Lafatscher Tal und Moserkarbach (BÜSEL, 2014).
- Bericht Birkkarklamm, Reps und Hinterer Schwarzenwald (GRUBER, 2016, 2017).
- Geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge (KILIAN, 2013).
- Karstgeologische Karte des Rosslochs (KENDLER, 2012).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 28 km^2 große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich des Lafatscher Tales, das Rossloch sowie das Große und Kleine Kühkar im Bereich des zentralen Karwendelgebirges.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Isar bzw. im Oberlauf über den Lafatscher Bach, dessen Quellgebiet unweit der Hallerangeralm nahe dem Überschalljoch (unter der Speckkarspitze) auf ca. 1.770 m liegt. Der größte Zufluss des Gebietes ist der Moserkarbach aus dem gleichnamigen Kar zwischen Moserkarspitze und Nördlicher Sonnenspitze.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie der E–W streichenden Karwendel-Hauptketten bestimmt (im Untersuchungsgebiet Vomper- bzw. Gleirschkette) und kann als hochalpin feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Die aus Nordwesten und Westen heranströmenden, feuchten atlantischen Luftmassen stauen sich häufig an den Karwendelketten bzw. dringen in deren Täler ein und führen hier zu oftmals kräftigen Stauniederschlägen. So fällt auch im Winter für die Höhenlage entsprechend viel Schnee. SW-Wetterlagen sind hingegen wenig wetterwirksam, allerdings durch starke Föhnstürme gekennzeichnet.

Der Untersuchungsraum ist großtektonisch betrachtet Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems (Tirolikum früherer Autoren) der Nördlichen Kalkalpen, das hier durch die Inntal-Decke (neuerdings Inntal-Lechtal-Decke sensu MANDL et al., 2017 bzw. Karwendel-Decke sensu KILIAN & ORTNER, 2019) vertreten ist. Die liegende bajuvarische Lechtal-Decke früherer Autoren (nunmehr Allgäu-Decke nach MANDL et al., 2017 bzw. Tannheim-Decke nach KILIAN & ORTNER, 2019) kommt wenig außerhalb des Untersu-

chungsgebietes am Fuße der Nordwände der Vomperkette zum Vorschein (weitere Information in Kilian, 2013 sowie Kilian & Ortner, 2019). Während Rossloch und Kühkar innerhalb des Untersuchungsraumes ausschließlich aus mittel- bis früh obertriassischen Wetterstein-Lagunen- und Riffkalken aufgebaut werden und keine älteren oder jüngeren Gesteine dort vorkommen, erlaubt der Teilbereich Kastenalm bis zum Halleranger mit Teilen der Gleirschkette Einblicke in die jüngeren Schichtglieder der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits, die im Kern der nordvergenten, W–E streichenden, im Südschenkel steilstehenden bis überkippten großen Faltenstruktur der Überschall-Synklinale anstehen. Nähere Ausführungen dazu werden eingehend in Kapitel **Tektonik** erläutert.

Schichtenfolge

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk ist nicht nur die älteste, sondern auch die bei weitem dominanteste Lithologie des Untersuchungsgebietes. Sie baut fast ausschließlich die Vomperkette bzw. die Gleirschkette von der Wandbasis bis zum Kammverlauf auf und ist der einzige Gipfelbildner. Sowohl im Kühkar, im Rossloch als auch im Bereich der Gleirschkette wurde lagunärer, in der Regel gut bis sehr gut gebankter Wettersteinkalk und massiger bis allenfalls schlecht bzw. undeutlich gebankter Wettersteinkalk in Riffhangfazies auskartiert.

Wettersteinkalk, Lagunenfazies oder „Rückrifffazies“

Aus Wettersteinkalk in gut gebankter lagunärer Fazies sind die wesentlichen Gipfel- und Wandbildner in der Gleirschkette von der Bachofenspitze bis zum Hinterödkopf aufgebaut. Auch der Gratverlauf vom 2.154 m hohen Reps zum 2.321 m hohen Sunntiger wird – genauso wie der SW-Kamm der Südlichen Sonnenspitze der Vomperkette sowie der Gratverlauf zwischen Grubenkarspitze und Rosslochspitze in der östlichen Rossloch-Umrahmung – aus gut gebankten, in der Regel m-mächtigen hellen Wettersteinkalken aufgebaut. Auf den stark verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs zwischen der Talfurche auf ca. 1.600 m bis maximal 2.300 m ist die Bankung oft undeutlich ausgebildet und kann nur aus der „Totalen“, beispielsweise vom gegenüberliegenden Bergkamm, gut nachvollzogen werden.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Wettersteinkalks im Untersuchungsgebiet kann mit mindestens 800 m angegeben werden. Weitaus größere Mächtigkeiten wie beispielsweise am Gratverlauf zwischen Rossloch- und Dreizinkenspitze werden durch weitspannige, W–E streichende und nordvergente Faltenstrukturen sowie Auf- und Überschiebungen vorgetäuscht.

Beim Typgestein des Wettersteinkalks in lagunärer Fazies („Rückrifffazies“) handelt es sich um eine zyklische Abfolge von hellen, feinkörnigen bis dichten Mudstones mit kantigem bis muscheligem Bruch, deren Gesteinsfarbe im frischen Anschlag beigegraue bis hellcremebraune Schattierungen zeigt, teilweise aber auch hell- bis weißlichgrau, seltener rosa- und fleischfarben sein kann. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten liegen zwischen 100 und 600 cm. Dünnbankigere Bereiche sind deutlich seltener. Folgende Lithotypen sind häufig und können an vielen Stellen im Untersuchungsgebiet beobachtet werden: a) weitgehend strukturlose lutitische (= „mikritische“) Kalke, b) helle, beinahe strahlend weiß anwitternde, feinst laminierte stromatolithische Bindstones, c) Brekzienlagen mit arenitischen bis ruditischen Resedimenten sowie zerfallenen Bioklasten (i.d.R. Kalkalgen, Algenkrusten und Stromatolithe) und d) Dolomikrite bis Dolosparite, die bankweise, aber auch mit irregulär geformten, sekundären Dolomitisationshöfen entlang von Drucklösungsbahnen (Stylolithen) auftreten können. Gelegentlich können e) auch so genannte „Messerstichkalke“ gesehen werden, die ihren Namen von scharf geschnittenen, Messerstichen ähnlichen Hohlformen bekommen haben. Ihre Entstehung wird ursprünglich authigen gewachsenen Gipskristallen zugeschrieben, die sekundär durch Sickerwasser bzw. infolge der Gesteinsdiagenese aufgelöst wurden. f) Bereichsweise gelblichweiße bis hellgraue, oftmals schichtungslose, manchmal rauwackoide Karbonatgesteine zeigen mm- bis dm-große Intraklasten: diese sind sowohl aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten/mikrobiellen Laminiten (Stromataktis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten. Fossilien sind in der Regel eher selten und machen kaum 10 % des Gesteinsvolumens aus – hin und wieder sind zerfallene Muscheln, kleine Gastropoden sowie disartikulierte Kalkalgenreste zu erkennen.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme der Bankmächtigkeiten vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergehen. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wettersteinkalke zu erkennen und wird als deutliches Anzeichen eines langsam gegen die Beckenbereiche progradierenden Wetterstein-Riffes gewertet.

Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten (Beschreibung siehe Kapitel Hauptdolomit).

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalks zu den Reiflinger Kalken ist im Kartiergebiet an keiner Stelle direkt erschlossen. Gruber (2017) beschreibt aus dem westlich angrenzenden benachbarten Kartiergebiet (Moserkar, Birkkar) typisch dünnbankige Reiflinger Kalke mit teilweise welligen, unregelmäßigen Schichtflächen und Pietra Verde-Tuffen. Die Hangendgrenze zu den überlagernden siliziklastischen Sequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der markanten Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit) gleichfalls nirgends zugänglich erschlossen, kann aber an den Abraumhalden beim „Silbernen Hansl“ in zahlreichen Lesefunden studiert werden (eine detaillierte Studie zum obersten Wettersteinkalk und zur Vererzung der stillgelegten Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch verfasste Schulz (1981).

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in Piller et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (Oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das Untere Karnium hineinreicht und erst im Unteren Julium (= Cordevolium) endet (Hornung, 2007; vgl. Ott, 1972).

Wettersteinkalk, Riffhangfazies

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Die Umrahmungen des Großen und Kleinen Kühkars (Moserkarspitze über Kühkarlspitze (2.464 m) bis Nördliche Sonnenspitze), des Bockkars (Bockkarspitze (2.589 m), Lalidererspitze bis Dreizinkenspitze), aber auch die Kammbereiche der Gleirschkette zwischen Kleinem und Großem Lafatscher bis zur Bachofenspitze werden aus undeutlich dickbankigen Wettersteinkalken aufgebaut, die sich durch einen relativ hohen Fossilgehalt auszeichnen. Da jedoch an der Gleirschkette aus der Totalen ein generelles Südfallen der Schichtfolge beobachtet werden kann, wurde dieser Litho-/Biofaziestyp dennoch zur lagunären Wettersteinkalk-Fazies gerechnet.

Die Abschätzung der Mächtigkeit gestaltet sich schwierig, da die Liegendgrenze der Riffsedimente nirgends erschlossen ist. Die Betrachtung der Laliderer Nordwände erlaubt eine grobe Abschätzung der Mächtigkeit der Riffhangfazies von maximal 500 m.

Am SE-Grat zum Kleinen Lafatscher auf etwa 2.510 m, vor allem aber auf den verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs (ca. 2.200 bis 2.500 m) unterhalb der Dreizinkenspitze bis zur Lalidererspitze bzw. bis zum Karl-Schuster-Biwak unter der Lalidererspitze treten unterschiedliche Faziestypen auf: a) ein Dasycladaceen-Packstone, b) ein onkoidischer Wackestone, c) stromatolithische Bindstones d) fossilreiche Kalke mit turritelliden, hochmündigen Gastropoden sowie einer mitteltriassischen Ammonitenfauna sowie e) so genannte Groß-Oolith-Strukturen. Unter Letzteren werden mit Kalzit-Tapeten aus isopachen Zementen ausgefüllte Hohlräume in fossilen Schutt- und Blockhalden verstanden.

Kendler (2012) beschreibt eine für den Wettersteinkalk erstaunlich gut erhaltene Ammonitenfauna. Die Gattungen *Eoprotrachyceras*, *Epigymnites*, *Proarcestes*, *Parasturia* sowie *Sageceras* lassen auf einen Zeitbereich zwischen Oberem Anisium und Ladinium schließen. Die Fossilien-Fundstelle konnte im Zuge der Geländearbeiten aufgrund der etwas dürftigen Fundortangaben leider nicht wiedergefunden werden.

Der Übergang von der massigen riffogenen Wettersteinkalk-Fazies zur Lagunenfazies ist in der NW-Wand der Südlichen Sonnenspitze beim Aufstieg durch das Große Kühkar gut zu sehen. Auch die kleine Ostwand jenes Grates (Punkt 2.319 m), der das Sonnen- vom Bockkar trennt, offenbart kleinere Riffkörper, die lateral mit gebankten, lagunären Sequenzen in deutlich sichtbaren Isoklinen verzahnen.

Nordalpine Raibler Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomitkalke

Julium (Unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über dem Wettersteinkalk anstehend, konturieren die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Nordalpinen Raibler Schichten innerhalb des Untersuchungsraumes vor allem in der W–E verlaufenden Überschall-Synklinale des Lafatscher Tales und am Halleranger. Die Schichtenfolge ist am besten am saiger stehenden bis überkippten Südschenkel der Überschall-Synklinale unter den Nordwänden der Gleirschkette an den Gschnierköpfen nahezu vollständig erschlossen. Gute Aufschlussbedingungen bestehen jedoch auch am steil nach Süden einfallenden Nordschenkel zwischen Reps und Sunntiger über dem Halleranger.

Von Krainer (1985) wird die Mächtigkeit im steilstehenden Südschenkel der Überschall-Synklinale mit knapp 260 m Mächtigkeit angegeben, bleibt jedoch nicht immer konstant. So werden an den Schnittlwänden unter der Speckkarspitze Werte um 230 m angegeben und weiter östlich zum Poppen (bereits ostwärts außerhalb des Kartiergebietes gelegen) lediglich 200 m (Krainer, 1985) – die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten scheint also ostwärts etwas abzunehmen. Allerdings ist zu bedenken, dass durch tektonische Überprägungen die Mächtigkeiten variieren können. Im Zuge der Geländearbeiten wurde der dolomitische Grenzbereich zwischen oberem Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit – eine dünnbankige Abfolge von braun-cremefarbenen Dolomitkalken – ebenfalls den Raibler Schichten zugeschlagen, so dass die Gesamtmächtigkeit mit etwa 400 m angegeben werden kann.

Die Nordalpinen Raibler Schichten sind in eine Vielzahl von lithologischen Intern-Einheiten untergliederbar. Die vor allem durch die Arbeiten von Jerz (1966) und Schuler (1968) bekannt gewordene ternäre Gliederung zwischen Schieferton- und Kalkstein-Horizonten ist im Untersuchungsraum aufgrund der Aufschlussbedingungen sehr gut nachzuvollziehen, kann sogar an den Gschnierköpfen um einen weiteren Schieferton-Kalk-Zyklus im Hangenden der Sequenz erweitert werden. Das oftmals verzeichnete tektonische „Ausquetschen“ der lithologisch weichen und deswegen wenig widerstandsfähigen Schieferton-Horizonte konnte aus dem diesjährigen Untersuchungsbereich nicht beobachtet werden.

Die Raibler Schichten liegen als eine Art „Leichentuch“ sowohl auf den topografisch erhöhten Wettersteinkalk-Karbonatplattformen, als auch in den tieferen Beckenarealen auf Partnach Schichten. Letzteres ist nur weiter westlich im Wettersteingebirge verwirklicht; in der Überschall-Synklinale werden ausschließlich Lagunensedimente überdeckt.

Die sedimentäre Basis der siliziklastischen Schichtenfolge direkt auf vererztem und teilweise mikroverkarstetem Wettersteinkalk ist im Kartiergebiet nirgends unmittelbar aufgeschlossen, da diese sowohl an der Gleirschkette als auch unterhalb des Reps am „Silbernen Hansl“ von Hang- und Blockschutt der Hochkare überdeckt wird. Auf der Blockhalde des „Silbernen Hansl“ finden sich jedoch zahlreiche Handstücke mit einer braungrauen bis dreckig-braunen Vererzungskruste.

Im Folgenden soll die heterogene Schichtenfolge der Nordalpinen Raibler Schichten der Überschall-Synklinale in Anlehnung an die Gliederung von JERZ (1966) und KRAINER (1985) im Detail beschrieben werden.

1. Zyklus – „Untere Schiefertonfolge“: Über der oben angesprochenen Vererzungszone folgt zunächst eine etwa 35 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen, Hellglimmer führenden Schiefertonen mit zwischengeschalteten, teilweise Pyrit- und Pflanzenhäcksel führenden Fein- und Mittelsandsteinbänken. Die Sandsteinbänke sind nicht horizontbeständig und keilen lateral schnell aus. Im oberen, ca. 15 m mächtigen Drittel der ersten Schieferton-Serie sind zwei mächtige Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemanni*“ ROTHPLETZ benannt) eingeschaltet, die besonders gut am Osthang des Mittleren Gschnierkopfes erschlossen sind. Aufgrund ihres besonderen lithologischen Habitus können Sie jedoch leicht als allochthone Lesesteine beispielsweise auch in Bächen und Gräben wiedergefunden werden.

1. Zyklus – „Untere Kalk-Dolomit-Folge“: Die erste Raibler Kalkfolge beginnt mit einer etwa 15 m mächtigen Abfolge von porösen, zellig-luckigen Rauwacken und rauwackoiden Kalken. Die darüber anstehenden Kalke zeigen im Gegensatz zum wesentlich helleren Wettersteinkalk dunkelgraue bis dunkelbraungraue, lokal bankintern fein bis feinst laminierte Mikrite, die beim Anschlagen mehr oder weniger stark nach Bitumen riechen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Während am Großen Gschnierkopf eine deutliche, ca. 15 m mächtige Dolomitkalk-Sequenz eingeschaltet ist, die auch geomorphologisch in Form einer deutlich sichtbaren Bankfuge in Erscheinung tritt, ist diese Entwicklung am Mittleren und Kleinen Gschnierkopf sowie im Nordschenkel der Überschall-Synklinale unter dem Sunntiger nicht zu beobachten. Die erste Kalk-Sequenz wird insgesamt am Großen Gschnierkopf etwa 50 m mächtig.

2. Zyklus – „Mittlere Schiefertonfolge“: Grundsätzlich mit ähnlicher Lithologie wie der erste Schieferton-Zyklus, unterscheidet sich der zweite Schieferton-Horizont im weitgehenden Fehlen von zwischengeschalteten Fein- und Mittelsandstein-Horizonten. Diese setzen erst mit geringmächtigen Lagen im obersten Viertel der insgesamt etwa 7 m mächtigen Abfolge ein. Dieser Zyklus ist erschwert an der West- und Ostseite des Großen Gschnierkopfes in sehr steilen Grasflanken zugänglich.

2. Zyklus – „Mittlere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen ziemlich konsistent in der Mitte der Sequenz einen nur metermächtigen Dolomitkalk-Horizont, der abermals geomorphologisch in Form einer auswitternden, nischenartigen Bankfuge in Erscheinung tritt. Die hier erschlossenen Dolomitkalke sind vom lithologischen Habitus dem die Nordalpinen Raibler Schichten überlagernden Hauptdolomit ähnlich. Die im Liegenden und Hangenden davon anstehenden Kalke können als braungraue bis dunkelgraue, gleichfalls leicht bituminöse Mikrite mit zahlreichen spatitverheilten Klüften und kleineren tektonisch induzierten Fiederspalten charakterisiert werden. Hin und wieder treten fossilreichere Bänke mit Filamenten und einer Mollusken-Kleinfauna auf.

3. Zyklus – „Obere Schiefertonfolge“: Der Bereich der dritten Schiefertonfolge ist im Halleranger-Gebiet sehr fossilreich ausgebildet. HORNUNG (2007) beschreibt vom südexponierten Hang der Gamskarspitze eine diverse Makrofossilfauna mit Nautiliden (*Germanonautilus breunneri*), Muscheln (*Lopha montescaprilis*) sowie Gastropoden.

3. Zyklus – „Obere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen eine relativ mächtige, heterogene Abfolge von Kalken und Dolomitkalken, die in metermächtiger Abfolge miteinander wechseln können – im Liegenden dominieren eher reine Karbonatbänke, im Hangenden wird die Abfolge zunehmend dolomitisch. Da im Zuge der Geländeaufnahmen der 4. Schieferton-Horizont von KRAINER (1985) nicht gefunden werden konnte, erreicht der 3. Kalkzyklus in der Geologischen Karte eine Mächtigkeit von etwa 130 m. Die Kalkgesteine haben einen dünn- bis mittelbankigen Habitus, sind leicht bituminös, wobei sich der faulige Geruch nach dem Hammeranschlag jedoch schnell verflüchtigt. Die graubraun bis cremefarbenen Dolomitkalke sind mittelbankig, wobei die Bankmächtigkeiten gegen das stratigrafisch Hangende schnell abnehmen.

?4. Zyklus – „Oberste Schiefertonfolge“: Im tief eingeschnittenen Graben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf konnte im Zuge der Geländearbeiten ein geringmächtiger vierter Schieferton-Horizont gefunden werden, der in einer Abfolge feinbankiger Dolomitkalk-Sequenzen platziert ist und mehr eine Abfolge von geringmächtigen weichen Tonmergeln und dunkelgrauen dolomitischen Kalkmergeln darstellt. Da deren stratigrafische Position definitiv nicht der Position des in KRAINER (1985) angegebenen 4. Schieferton-Horizontes entspricht, könnte somit ein fünfter Ton-Kalk-Zyklus durchaus in Betracht gezogen werden. Der hier beschriebene Schieferton-Horizont fand sich auch am Grat zum Mittleren Gschnierkopf sowie am Kamm zum Großen Gschnierkopf, nicht jedoch am Kleinen Gschnierkopf. An Letzterem könnte der nur knapp 7 m mächtige Horizont jedoch auch tektonisch reduziert bzw. nicht erschlossen sein.

?4. Zyklus – „Oberste Kalk-Dolomit-Folge“: Das stratigrafisch Hangende und die stratigrafische wie lithologische Überleitung zum Hauptdolomit bilden cremefarbene, relativ weiche Dolomitkalke, die im auffallenden Kontrast zum wesentlich dickbankigeren und festeren Hauptdolomit stehen. Das Gesamtprofil dieser bis etwa 80 m mächtigen Dolomitkalk-Abfolge erschließt der schluchtartig eingeschnittene Gschniergraben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf.

Das beschriebene zyklische System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen über mehrere hundert Kilometer in E–W-Richtung verfolgen und korrelieren. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1998) kamen die tonig-mergelig-sandigen Intervalle im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998). Der erste Schieferton-Horizont kann demnach als initiale, terrigene Schüttung direkt nach dem überregional bedeutsa-

men Riffsterben der „Reingrabener Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) interpretiert werden.

Das Alter der Abfolge ist aufgrund sehr seltener biostratigrafischer Marker innerhalb der bajuvarischen und tirolischen Decken nicht eindeutig anzugeben. Entgegen früherer Annahmen, welche die Nordalpinen Raibler Schichten mit dem Karnium gleichsetzten, konnte HORNUNG (2007) in einem multistratigrafischen Ansatz und einem sequenzstratigrafischen Modell für neritische tethyale Schichtfolgen den Zeitbereich vom Oberen Julium (Mittleres Karnium) bis knapp unter die Karnium/Norium-Grenze nachweisen.

Hauptdolomit

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist das im Kartiergebiet jüngste triassische Schichtglied und kennzeichnet den tektonisch stark deformierten und verfalteten Kern der Überschall-Synklinale. Da die Faltenachse nach Westen einfällt, bilden den Synklinalkern am Halleranger Nordalpine Raibler Kalke und Dolomitkalke – der Hauptdolomit beißt in einem nur wenige hundert Meter breiten Band westlich der Kohleralm aus. Sein Vorkommen lässt sich nach Westen bis an die westliche Grenze des Untersuchungsraumes am Knottach unterhalb des Hinterödjöchls verfolgen. Als Gipfelbildner spielt der Hauptdolomit keine nennenswerte Rolle – lediglich der 2.019 m hohe Gschragg unterhalb der Kaskarspitze (2.580 m) bildet eine kleinere Erhebung, die zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut wird.

Sowohl Monotonie der Schichtenfolge, das Fehlen von charakteristischen Leitbänken, aber auch die innige Verfaltung mit zahlreichen Sekundär- und Parasitärfalten machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit des Hauptdolomits schwierig – im Kern der Überschall-Synklinale dürften die größten Werte bei etwa 150 bis 200 m liegen.

Der **Hauptdolomit** liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt großflächig im Großen Gschniergraben zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf und fast durchgängig in gut gebankter Form ebenflächig bzw. sehr stark und zum Teil isoklinal bis parasitär verfaltet auf. Nur lokal und eng begrenzt können auch undeutlich geschichtete bis massig und stark sandig anwitternde Partien auftreten, die allerdings eher stark tektonisiert als primär so abgelagert wurden.

Die Schichtflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Abfolge in typisch cm-große, rhombisch-stengelige Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite äußerst fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und der starken Verfaltung lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum nicht weiter untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet nicht gefunden. Typische Fazies-Merkmale des Mittleren und Oberen Hauptdolomits wie Loferite sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf und sind in dieser stratigrafischen Position (nur der basale Schichtabschnitt des Hauptdolomits ist erhalten) eher nicht zu erwarten. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen Karbonatlutit [(Pel)Mikrit],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“), sowie
- relikthaft erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Der Hauptdolomit kennzeichnet einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal, ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Nordalpinen Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Der Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich (?spät)rißzeitliche Alter haben a) ein isoliertes und brekziiertes Eisrandsediment-Vorkommen unter der Südlichen Sonnenspitze im vorderen Rossloch sowie b) zementierte Talusbrekzien im unteren Bereich des Kühkars am Nordwest-Hang der Südlichen Sonnenspitze. Des Weiteren gibt es zahlreiche Lokalmoränenvorkommen im Rossloch, im Kleinen und Großen Kühkar sowie im Lafatscher Tal und am Halleranger.

Eisrandsediment, ?risszeitlich

Riss-(?Spät)Glazial

Im unteren Bereich des Rosslochs liegt in Höhen zwischen 1.500 und 1.700 m ü. A. und knapp 100 m über dem Talboden – ziemlich genau in der südlichen Falllinie unter der Südlichen Sonnenspitze – ein isolierter Gehängebrekzien-Rest, den bereits AMPFERER (1907) ohne Alterseinschätzung kurz erwähnt und KENDLER (2012) etwas eingehender beschreibt. Darüber hinaus fanden sich – trotz des mar-

kanten Aufschlusses – erstaunlicherweise keine weiteren Beschreibungen in entsprechender Fachliteratur. Bei der „Gelben Gufel“ („Gufel“ von „Hohlraum“ oder „Aushöhlung“; Bezeichnung auf der AV-Karte 5/2 Karwendelgebirge, Mittleres Blatt) handelt es sich um eine mittelgrobe bis grobe Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten und einer gelb- bis orange-ockerfarbenen sandigen Matrix, die diskordant dem hier mit etwa 40° nach Süden einfallenden lagunären Wettersteinkalk aufliegt. Während der basale Bereich des etwa 80 m mächtigen Vorkommens massig und ungeschichtet wirkt, ist im oberen Bereich eine ebenfalls hangparallele, südwärts gerichtete Schichtung ersichtlich, die allerdings mit 20° bis 25° deutlich flacher einfällt als der zugrunde liegende Wettersteinkalk. Die Schichtung wird durch signifikante Korngrößen-Unterschiede hervorgerufen. Diese liegt im unteren Abschnitt des Vorkommens meist im dm-Bereich, im oberen Abschnitt können in zwei deutlich hervortretenden Grobschüttungslagen auch kantige, metergroße Wetterstein-Blöcke bzw. ganze Schichtpakete/Schichtplatten vorkommen. Bei der „Gelben Gufel“ handelt es sich eindeutig um eine pleistozäne Gehänge-Brekzie. Das genaue Alter kann nur vermutet werden: entweder es handelt sich um interglaziale, inzwischen verfestigte Reste von Hangschuttfeldern eines höheren Talniveaus (diese Interpretation wählt auch Ampferer, 1907) oder – und das erscheint aus glazigenetischer Sicht wahrscheinlicher – um Reste ehemals größerer, zusammenhängender Eisrandsedimente, die gegen bzw. auf den zurück schmelzenden Rossloch-Gletscher geschüttet wurden und sich im Bereich einer nischenartigen Einkerbung in der weiten, aber steilen Südflanke der Südlichen Sonnenspitze haben erhalten können. Ob es sich um Eisrandsedimente des Riß-spätglazialen oder Würm-spätglazialen Rossloch-Gletschers handelte, kann aus den vorliegenden Geländebefunden gerade aufgrund fehlender Absolutdatierungen zum jetzigen Zeitpunkt nicht geklärt werden. Jedenfalls ist die Kontaktfläche zum unterlagernden Wettersteinkalk glatt und scheint durch einen Gletscher kurz vor Ablagerung der Brekzie abgeschliffen worden zu sein. Eine Überprägung durch Gletscher ist zwar nicht erkennbar, kann jedoch aufgrund der auffallenden morphologischen Angleichung der Brekzienoberfläche mit der seitlich angrenzenden Felsoberfläche, gut sichtbar beim Blick vom Repskamm, nicht ausgeschlossen werden. In diesem Fall gelang es dem Gletscher – in Frage kommt durchaus auch ein Gschnitz-zeitlicher Rossloch-Gletscher – jedoch nicht, die Brekzie in ihrer nischenartig geschützten Position vollständig auszuräumen.

Eine vor-Riß-zeitliche Entstehung der Brekzie, sprich im Mindel- oder Günz-Glazial, ist eher auszuschließen, da die enthaltenen Wettersteinkalk-Komponenten zwar oberflächlich angewittert sind, aber keine durchgehende und/oder stärkere erosive Zersetzung zeigen, wie man dies von Mindel- oder Günz-zeitlichen Relikten erwarten würde.

Hinweise, dass die „Gelbe Gufel“ nur der Rest eines ehemals größeren, zusammenhängenden Vorkommens ist, geben weitere, jedoch bedeutend kleinere Brekzienreste in benachbarten Klüften und Spalten.

Talusbrekzie/Murschuttbrekzie

Riss/Würm-Interglazial (?Eem)

Unter dem Vereinigungspunkt von Kleinem und Großem Kühkar stehen in der Höhenlage zwischen 1.640 und 1.780 m sowohl an der Basis der Nordwestwand der Südlichen Sonnenspitze, als auch vom Kühkarbach durchschnittene Vorkommen einer innig verfestigten, überwiegend schlecht sortierten, jedoch in der Regel erkennbar geschichteten Brekzie an (zuerst von Ampferer, 1907 beschrieben, später von Fels, 1929, 1949/1950 neu interpretiert), die dem unterlagernden lagunären und gut geschichteten Wettersteinkalk (hier mäßig steil nach Südwesten einfallend) diskordant aufliegen. Da es sich beinahe ausschließlich um gänzlich ungerundete Wettersteinkalk-Komponenten im cm- und dm-Bereich handelt, darf von einer Murschutt-Brekzie aus den beiden Kühkaren bzw. sogar von einer Steinschlag-Brekzie aus der Nordwest-Wand der Südlichen Sonnenspitze ausgegangen werden. Mächtigkeitsangaben können nur ungenau mit maximal 20 m angegeben werden, da der Liegendkontakt am Kühkarbach zu den Wettersteinkalken – also dort, wo die Mächtigkeiten am höchsten sein sollten – nicht direkt erschlossen ist. Der Kontakt ist lediglich an der Wandbasis der Südlichen Sonnenspitze aufgeschlossen. Aufgrund des hohen Zementationsgrades ist eine warmzeitliche Bildung – etwa im Riß/Würm-Interglazial („Eem“) – wahrscheinlich, jedoch kann eine Bildung im frühen Würm-Glazial nicht zur Gänze ausgeschlossen werden.

Ein weiterer verfestigter Brekzienrest steht auf etwa 1.520 m am Moserkarbach an. Hierbei dürfte es sich jedoch um eine verfestigte, würmzeitliche Grundmoräne handeln (siehe auch Büsel, 2014; Gruber, 2017).

Lokalmoräne, würmzeitlich; blockreiche Moräne, würmzeitlich

(Hoch)Würm

Generelles zur glazialen Dynamik im Karwendel im Würm-Hochglazial („LGM“) und im Würm-Spätglazial: Die Bedingungen für die Ausbildung der Würm-Hochglazialen Massenvergletscherung – ausreichende Höhenlage über der würmzeitlichen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Karwendel und speziell im Untersuchungsraum vielfach gegeben. Aufgrund der fehlenden kristallinen Erratika im Großteil des Karwendels ist in dessen Kernzone während des Würm-Hochglazials von einer eigenständigen lokalen Gebirgsvergletscherung auszugehen. Die vielen Karwendelkare waren Ausgangspunkt für Gletscher, die sich in den großen Karwendeltälern zu mächtigen Talgletschern vereinigten, so wie auch im W–E verlaufenden Hinterautal, dessen Talgletscher nach Westen abfloss. Durch die Öffnung der Scharnitzer Karwendeltäler (Gleirsch-, Hinterau- und Karwendeltal) nach Westen konnte jedoch auch der mächtig und breit aus dem Oberinntal herandrängende und über das Seefelder Plateau in die Kalkalpen eindringende Inngletscher die Gletscher dieser Täler an ihren Talausgängen blockieren, zurück- oder seitlich abdrängen. Sichtbar ist dies in der Verbreitung kristalliner Erratika (Mutschlechner, 1948). Der Inngletscher stieß in der Folge über Scharnitz, weiter westlich auch über die Fernpass-Talung, als mächtiger Isar-Loisach-Gletscherlobus weit in das bayerische Alpenvorland vor. Über die breite Pforte

des Lafatscher Joches (2.081 m) und über das Überschalljoch (1.912 m) gab es Eisverbindungen mit möglichen Eisübertritten und Eisabflüssen auch nach Süden und Osten zum Inntalgletscher, wodurch ein zusammenhängendes Eisstromnetz entstand. Am Lafatscher Joch ist hierbei eine breite glaziale Überformung anzunehmen, möglicherweise bis etwa 150 m über dem Joch. Über die Richtung der Transfluenz herrscht nach wie vor Unklarheit: Zwar wurden auf der Nordseite des Lafatscher Jochs dürftige und fragwürdige Kristallinfunde getätigt (MUTSCHLECHNER, 1948) und am Joch selbst sind S–N gerichtete Gletscherschliffe aufgeschlossen, dennoch ist ein Übertreten des Innngletschers in das Lafatscher Tal im Würm-Hochglazial eher unwahrscheinlich. Vielmehr könnte dieser den im Bachofenkar wurzelnden Halltal-Gletscher über das Lafatscher Joch abgedrängt haben. Eisübertritte von Norden nach Süden sind natürlich auch nicht auszuschließen. Ein Eisabfluss von Westen über das Überschalljoch nach Osten in das Vomper Loch ist anzunehmen.

Aus den genannten Gründen ist davon auszugehen, dass es sich bei allen kartierten glazigenen, würmzeitlichen Moränensedimenten, des Gebietes des Lafatscher Tales bzw. Rosslochs um Ablagerungen der Würm-Hochglazialen Lokalgletscher handelt. Lokalmoränenmaterial lässt sich in Relation zu ferntransportiertem Moränenmaterial bei gleichartiger Textur und ähnlichem Gefüge im vorliegenden glazialen Kontext durch das Fehlen von für den Inntalgletscher typischen Kristallingeschieben und das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Kartiergebiet dominiert daher in den Moränen Material aus Wettersteinkalk, seltener aus Kalksteinen der Raibler Schichten und aus Hauptdolomit. Im Rossloch finden sich ausschließlich monomikte Moränen aus Wettersteinkalk. Diese Materialzusammensetzung gilt natürlich umso mehr für die Moränenablagerungen, welche die Lokalgletscher im Würm-Spätglazial hinterließen. Da die durch mehrphasige Gletschervorstöße gekennzeichnete Würm-spätglaziale Vergletscherung (Gschnitz- und Egesenstadium) nur mehr aus lokalen Kar- und Talgletschern bestand, die in den Tälern stecken blieben, sind deren Moränenablagerungen im Gegensatz zu denen des Würm-Hochglazials vor allem morphologisch durch die insbesondere in den Hochkaren weit verbreiteten Seiten- und Endmoränenwälle bezeugt, die längere Gletscherhalte dokumentieren. Das Lockermaterial, aus dem diese Wallformen aufgebaut sind, unterscheidet sich von den Würm-hochglazialen Moränen durch das lockerere Gefüge, schwächere bis fehlende Kompaktion, geringere Bearbeitung (Rundung, Kritzung) der Komponenten, geringeren Feinkornanteil und lokale Schichtung. Allerdings sind Würm-hoch- und Würm-spätglaziale Grundmoränen bei gleicher Materialzusammensetzung in isolierten Aufschlüssen kaum unterscheidbar. Weiters ist die Erosion und Umlagerung von Lokalmoränenmaterial an vielen Stellen weit fortgeschritten. Bei fehlenden morphologischen Formen oder isolierten Aufschlüssen, zum Teil mit komplexen Abfolgen, ist deshalb eine Unterscheidung der glazialen von lithologisch ähnlich aufgebauten holozänen Lockersedimenten wie fluvialen und gravitativen Ablagerungen, beispielsweise von Murströmen, schwer durchführbar. In weiterer Folge soll in knapper Form auf den glazigenen Sediment- und Formenschatz der jeweiligen Hochtäler eingegangen werden. Ähnliche Beschreibungen dazu finden sich bei KENDLER (2012) und BÜSEL (2014).

A) Lafatscher Tal

Südöstlich der Kastenalm mündet das Lafatscher Tal mit einer Steilstufe als Hängetal in das fast 300 m tiefer liegende Hinterautal. Der Lafatscher Bach überwindet das Gefälle zur Kastenalm mit einer tief eingeschnittenen Klamm. Erst über der Gefällestufe, ab einer Höhenlage von ca. 1.550 m ü. A. aufwärts, weitet sich das Tal dahingehend, dass der Talboden von etwas mächtigeren Moränensedimenten eingenommen wird. Größere zusammenhängende Moränenreste finden sich im Westen zwischen der Flankenbasis des Gumpenkopfes bis zur Bergbauhalde „Beim Silbernen Hansl“, rund um den Lafatscher Niederleger, bei der Kohleralm und um die Hallerangeralm.

Bei der Kohleralm unter dem Halleranger liegt über das Tal gebreitet eine großflächige Felssturzmasse mit Blöcken aus Wettersteinkalk, die in der Mitte durch einen flachen Schwemmfächer des Lafatscher Bachs unterbrochen bzw. einsedimentiert ist. Das „fehlende Mittelstück“ der Felssturzmasse kann mit spezieller Sturzdynamik (Sturzstrom, der die Masse zerriss, oder Zergleiten der Masse auf Schnee) oder vielleicht auch dadurch erklärt werden, dass die Felssturzmasse auf einen Würm-spätglazialen Gletscher fiel, der sie weitertransportierte und damit die zusammenhängende Blockablagerung auseinanderzog (siehe auch BÜSEL, 2014). Jedenfalls sind in den Nordwänden von Lafatscher Rosskopf und Speckkarspitze mehrere lokale Berg- und Felssturzereignisse auch anhand von Ab- und Ausbruchsnischen nachweisbar, die sich im Zeitraum vom Würm-Spätglazial bis in das Holozän ereignet haben könnten. Sehr markant ist der Ausbruchskeil nordöstlich unter dem Lafatscher Rosskopf, in dem heute die berühmten Kletterrouten der Lafatscher Verschneidung verlaufen.

B) Hochkare der Gleirschkette

Der Wandfuß der Gleirschkette wird von ausgedehnten Hangschuttbildungen eingenommen. Die nordexponierten vier Hochkare der Gleirschkette zwischen Kleinem Lafatscher und Hochödkopf bezeugen mit vielen gut erhaltenen Seiten- und Endmoränen-Wallformen die Existenz und Ausdehnung von kleinen Lokalgletschern während des Würm-Spätglazials. Der bedeutendste dieser Würm-spätglazialen Lokalgletscher lag einst im großen Hinteröd-Hochkar zwischen dem Hinterödjöchl und dem Zeigerkopf oberhalb der Hinterödalm. Sein Zungenbecken ist während und nach dem Abschmelzen des letzten Gletschers von einem mächtigen Blockgletscher eingenommen worden, dessen Ablagerungen heute einen mächtigen konvexen Schuttkörper mitten im Tal bilden (Beschreibung siehe Abschnitt Blockgletscherablagerungen). Im östlich anschließenden Kar im Grubach unter der Kaskar- und der Hinteren Bachofenspitze zeigen die Moränenformen, dass ein Lokalgletscher einst mit wenigstens zwei Gletscherständen bis in den Kessel des Lafatscher Hochlegers vorstieß. Besonders der westliche Seiten- bzw. Endmoränenwall unter dem Punkt 2.019 m („Gschragg“) ist sehr mächtig ausgebildet und gut erhalten geblieben. Er konnte bislang noch nicht von nacheiszeitlichem Schuttmaterial aus der Gleirschkette bedeckt werden. Im östlich benachbarten Kar unter der Vorderen und Hinteren Bachofenspitze hinterließ ein kleinerer Lokalgletscher wiederum einen ringförmigen, etwa 15 m hohen, nahezu perfekt erhalten gebliebenen Endmoränenwall mit teils mehrere Meter großen, auswitternden Blöcken. Die sedimentären

Überreste des kleinen Lokalgletschers zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf sind durch die schluchtartig eingeschnittene Klamm des Gschniergrabens weitgehend erodiert. Reste finden sich noch zwischen 1.670 und 1.760 m ü. A. auf der orografisch linken und rechten Karseite.

C) Lafatscherjoch

Der weite, plateauähnliche Übergang des Lafatscher Jochs zwischen der Speckkarspitze und dem Kleinen Lafatscher stellte im Hochwürm während des LGM („Last Glacial Maximum") eine Verbindung zwischen dem in das Halltal abfließenden Lokalgletscher und dem Eisstrom des Halleranger dar. Eine direkte Anbindung an den Inngletscher bestand wohl nicht (siehe Diskussion oben). Moränenreste finden sich sowohl am Jochübergang selbst, als auch auf der weiten Hochfläche nördlich davon – die Seiten der Hochkare unter Speckkarspitze und Kleinem Lafatscher sind weitgehend von Hangschutt bedeckt. Am unteren Westhang der Speckkarspitze sind ein undeutlich erkennbarer, W–E gerichteter Seitenmoränenwall und weitere diesem vorgelagerte Moränenreste zu nennen, die bergwärts von holozänen Hangschuttmassen zum Teil überdeckt sind. Ebenso sind am Auslauf des Kares unterhalb von Kleinem Lafatscher und Lafatscher Rosskopf ausgedehnte, fleckig verteilte Moränenreste, zum Teil mit reliktischen Wallformen, bis zum Ansatz des Steilabbruchs zum Halleranger verbreitet. Vom Lokalgletscher aus diesem Kar stammen auch rechtsseitige Seitenmoränenreste, die wenig nördlich unterhalb des Jochübergangs vorkommen.

D) Rossloch

Das Rossloch bildet die ostwärtige Verlängerung des Hinterautales und endet in den verkarsteten hochalpinen Karen, die zinnenartig von einer Reihe von Zweitausendern gegen Norden und Osten abgeschlossen werden. Im lehrbuchhaft ausgebildeten U-Tal mit steilen, unter dem Reps und Sunntiger beinahe lotrechten Wänden selbst sind nur relativ wenige Spuren würmzeitlicher Vergletscherungen erhalten geblieben. An der Mündung des Moserkarbaches kann orografisch links ein kleiner Moränenrest beobachtet werden, der nach Büsel (2014) als Mittelmoräne der zusammenfließenden Gletscher aus dem Rossloch und dem Moserkar interpretiert werden könnte. Bis zum „Hinteren Boden", einer Art Talschluss auf etwa 1.440 m ü. A. konnten sich nur zwei kleine Moränenreste erhalten.

Die zahlreichen Seiten- und Endmoränenwälle am Rand der Schneepfanne (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes), im Rosskar (hier sogar mit zwei unterschiedlichen Moränen-Generationen, siehe auch Kendler, 2012), im Bockkar und im Sonnkar hängen, wie auch die vielen Wallvorkommen in vergleichbarer Höhe in den angrenzenden Karwendeltälern, vermutlich mit den Gletschervorstößen und -ständen während der markanten Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas zusammen (Egesen-Stadium).

E) Großes und Kleines Kühkar

Sowohl im Großen als auch im Kleinen Kühkar, welche durch den hochaufragenden Bergkranz von Südlicher und Nördlicher Sonnenspitze, Kühkarlspitze und Moserkarspitze begrenzt werden, haben sich spätglaziale Lokalmoränenreste unterschiedlicher Gletscherstände erhalten können. Im Bereich unter der Vereinigung beider Hochkare nahe der Vereinigung zwischen Kühkar- und Moserkarbach liegt stark konsolidierte, mergelreiche Grundmoräne über einer verfestigten Talusbrekzie. In einer Höhe von ca. 1.700 bis 1.800 m ü. A. sind erosiv stark überformte, flache Wallstrukturen zu erkennen. Eine zeitliche Einstufung der Brekzie ist vom Würm-Spätglazial (Mindestalter, da die überlagernde Moräne durchaus spätglaziales Alter, z.B. Älteste oder Ältere Dryas (Gschnitz-Stadium) aufweisen kann) bis in das Eem möglich.

Sehr markant ist die im Kleinen Kühkar auf ca. 2.055 m Höhe erhaltene Endmoräne, die zeigt, dass sich die Eismassen hier über einen längeren Zeitraum stabilisieren konnten, siehe Büsel (2014). Im ausgehenden Spätglazial gab es im obersten Kleinen Kühkar auf nahezu 2.300 m einen weiteren längeren Gletscherhalt – auch hier haben sich Moränenreste mit einer flachen Wallstruktur erhalten können.

Ähnliches ist aus dem Großen Kühkar zu vermuten, wobei etwaige Moränenreste unter mächtigen, im Holozän gebildeten Karschutt-Feldern verborgen sein dürften. Erwähnenswert ist die gut erhaltene Wallstruktur auf ca. 2.220 m, die auch im ausgehenden Würm-Spätglazial entstanden sein dürfte.

Das Alter der beschriebenen glazigenen Ablagerungen kann zusammenfassend zeitlich zwischen dem Würm-Hochglazial (LGM) und dem ausgehenden Würm-Spätglazial eingegrenzt werden – die höchstgelegenen Moränenreste im Großen und Kleinen Kühkar sowie in den das Rossloch gegen Norden und Nordosten umgrenzenden Hochkaren könnten während der Jüngeren Dryas vor knapp 12 ka (Egesen-Stadium) gebildet worden sein.

Blockgletscherablagerungen

Würm-Spätglazial bis Holozän

Ablagerungen von Blockgletschern finden sich im Untersuchungsraum lediglich an drei Positionen: 1) Im Hinterödkar befindet sich das flächenmäßig größte Vorkommen. Dieser mächtige Schuttkörper ragt südlich der Hinterödalm mit einer etwa 50 m hohen Böschung auf. Typisch für diese Blockgletscherablagerung sind, neben den steilen Böschungen an drei Seiten, auch die Bewegungswülste an der Oberfläche. Das Material für die Bildung dieser ungewöhnlich großen Schuttmasse wurde aus Seiten- und Endmoränen sowie dem rückseitig von den Karwänden anfallenden Schutt generiert. 2) Ein langgezogener, E–W exponierter, schmaler Blockgletscherkörper befindet sich im Grubach zwischen zwei Seitenmoränenwällen des spätglazialen Lokalgletschers. 3) Die östlichste Blockgletscherablagerung liegt nördlich unterhalb der Speckkarspitze und baut eine etwa 40 m hohe Böschung auf, an deren oberen Rand das Hallerangerhaus liegt. Bei allen drei Vorkommen handelt es sich um Ablagerungen fossiler Blockgletscher, erkennbar auch am mittlerweile starken pflanzlichen Bewuchs. Insbesondere die Blockgletschermasse am Halleranger ist mit hohem Bergfichten- und Zirben-Bergwald überwachsen und eigentlich nur im digitalen Geländemodell als solche zu erkennen.

Holozän

Felssturz, gravitative Massenbewegungen
Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere gravitative Massenbewegungen, vor allem Felsstürze der Prozessgruppe Fallen/Stürzen. Die Definition der beiden Begriffe bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse mit einem deutlich größeren Ausbruchs-/Ablagerungsvolumen von mehreren tausend Kubikmetern. Dabei war der Auslöser nicht unbedingt der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern mit Beginn des Postglazials (= Altholozän), sondern auch das Ausschmelzen des Permafrostes in klimatisch warmen Phasen des Holozäns – etwa während des „Holozänen Klima-Optimums“ vor etwa 4.000 Jahren (Mittelholozän). Verbunden mit fortwährender Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln konnten sich Felsstürze das gesamte Holozän hindurch bis heute ereignen. Im Untersuchungsbereich liegen die fünf kartierten Felssturzmassen im Bereich von steil bis saiger stehenden Wettersteinkalken am Südschenkel der Überschall-Synklinale unter der Gleirschkette, im innersten Hinterautal an der Kastenalm unter der Nordwand des Reps sowie im obersten Rosskar unter der Rosslochspitze. Unmittelbare Auslöser der Sturzereignisse waren vermutlich Starkniederschläge im Zusammenspiel mit dem senkrecht bis überkippt stehenden Trennflächengefüge, wodurch es zu Reibungsversagen entlang der dünnen Bankfugen kam, welche die loferitischen lagunären Wettersteinkalk-Bänke voneinander trennen. Zusätzlich verstärkt wird das Gebirgsversagen durch ein oft orthogonal auf der Schichtung stehendes Hauptkluftnetz sowie Störungsflächen und deren begleitende tektonisch brekziierte Zonen.

Interessant ist ein vermutlich (sub)fossiler Bergsturz im Rossloch westlich des Punktes 1.348 m, der von Süden (vom Repskamm) geschüttet wurde und der teilweise am Gegenhang aufgeprallt ist. Entsprechende Brandungswälle sind noch zu beobachten.

Eine signifikante Häufung von Felssturz-Ereignissen ist im Kartiergebiet nicht dokumentiert – in Bezug zur hochalpinen Lage des Gebietes gab es in jüngerer Vergangenheit eher selten derartige Ereignisse.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich
Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist im Kartiergebiet schwerpunktmäßig an der Flanken- und Wandbasis der W–E verlaufenden Karwendelketten verbreitet. Vor allem die Wandbasis des Nordabfalls der Gleirschkette ist mächtig mit Hangschutt bedeckt. Auch im Rossloch bauen zahlreiche Hangschutt- und Murkegel in das Tal vor. Dasselbe gilt für das Große Kühkar – etwas weniger Schutt liegt im steilen Kleinen Kühkar. In den Hochkaren des Rosslochs finden sich aufgrund der deutlich abgeflachteren Morphologie Hangschuttablagerungen nur an den Wandfüßen der die Hochkare bis um 300 m überragenden Gipfel (z.B. Sonnenspitze, Lalidererspitze, Dreizinkenspitze).

Die Lithologie der maximal geschätzt bis 50 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttkomponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk und die Kalksequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten zur Ausbildung von tafeligem bis grobblockigem Schutt. Der im Kern der Überschall-Synklinale anstehende, teilweise dünnbankig ausgebildete, verfaltete und tektonisierte Hauptdolomit bildet wie die dolomitische Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten eher kleinstückigen Detritus. Die tonreichen Sequenzen hingegen zerfallen in feinkörnigen Schutt, der bei genügender Durchfeuchtung zur Entstehung von Fließmassen, Murenkörpern und sonstigen feinkörnigen Abschwemmmassen führt, wobei diese oft schwer gegeneinander abgrenzbar sind, zumal sie fließend ineinander übergehen können.

Junge Muren- und Schuttstromablagerungen
Holozän

Vor allem die mechanisch inkompetenten und daher erosiv anfälligen Lithologien wie die mergelreichen Partien der Nordalpinen Raibler Schichten, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit im Kern der Überschall-Synklinale neigen zur Ausbildung kleiner Muren- und/oder Schuttstromzungen und -loben jüngeren Alters, die sich teilweise mehrere hundert Meter weit talwärts erstrecken. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Fließmedium, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorwandern lässt. Beispielsweise entwickelten sich derartige Ablagerungen aus den südexponierten Hängen des Sunntigers, aber auch aus den Schnittlwänden aus der Westflanke des Großen Gschnierkopfs bzw. aus dem Hauptdolomit-Kern der Überschall-Synklinale in Richtung des Lafatscher-Niederlegers. Ein besonders beeindruckender, da flächig ausgreifender Murkörper liegt im Kar zwischen Mittlerem und Kleinem Gschnierkopf. Die Geröllmassen füllen den Hohlraum hinter dem halbmondförmigen, nach Norden gebogenen Endmoränenbogen des kleinen spätglazialen Lokalgletschers.

In talnahen Bereichen können aktuelle Murkörper durch fluvialen Transport partiell überprägt und umgelagert werden. Dadurch findet eine zusätzliche Rundung der Klasten und eine Erhöhung des Feinkornanteiles statt. Der Übergang zwischen diesem Mursediment-Typ und dem reinen fluviatilen Lockergestein ist fließend und gerade in Hochgebirgsregionen schwer zu trennen.

Die Mächtigkeit der Schuttstrom- und Mursedimente liegt im Bereich von etwa 10 m. Sie bestehen, entsprechend ihres Liefergebietes, aus anularen bis zum Teil kantengerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steine-, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen bzw. Erdschuttstrommasse
Holozän

Im Untersuchungsraum konnten nur zwei kleine, stets durch mergelreiche Tonhorizonte der Nordalpinen Raibler Schichten ausgelöste, eher flachgründige Rutschkörper kartiert werden. Ein Rutschkörper mit Übergang in eine Erdschuttstrommasse liegt im ostexponierten Hang unter dem Mittleren Gschnierkopf nahe der Nordwand des Gro-

ßen Lafatschers, der zweite Rutschkörper/Erdschuttstrommasse südwestlich unter dem Sunntiger auf etwa 1.710 m Höhe in Nähe des Hallerangers. Die Mächtigkeit beträgt jeweils nur wenige Meter.

Mudflows (Schlammstromabagerungen)
Holozän

Im Untersuchungsraum sind selten vorkommende Ausschwemmungen und Abschwemmmassen genetisch mit feinkörnigen Murkörpern zu vergleichen und treten, an feinkörnige Fest- und Lockergesteine gebunden, nur an wenigen Stellen auf. Der größte Abschwemmkörper liegt im Bereich des Lafatscher Hochlegers, verzahnt gegen den Punkt 2.019 m („Gschragg") mit Mursedimenten und wird ostwärts durch Lokalmoränensedimente begrenzt. Als Sediment-Liefergebiet fungieren vorwiegend mittelkörnige Grundmoränensedimente. Ein kleinerer Mudflow liegt unterhalb des Großen Gschnierkopfes und verdankt seine Entstehung dünnbankigen Raibler Dolomiten sowie geringmächtigen Raibler Tonmergeln. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den Depressionen der alpinen Hochkare hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden
Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden liegen im Untersuchungsraum nur südlich des Gumpenkopfes und in Ansätzen nahe der Weggabelung Reps-Sunntiger auf den feinkörnigen siliziklastischen Gesteinen der Nordalpinen Raibler Schichten vor. Das in dieser Form deutlichste Vorkommen liegt beim „See'le" südlich des Kasten-Hochlegers und ist allseits von würmzeitlichen Grundmoränensedimenten umgeben. Die Mächtigkeit beträgt wohl kaum mehr als 1 m, die Bildungszeit liegt im nacheiszeitlichen Holozän.

Erosionskanten
Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit sowie im dolomitischen Anteil der Nordalpinen Raibler Schichten. Beispiele für deutliche Erosionskanten liegen im Gschniergraben zwischen Hohem und Mittlerem Gschnierkopf, in den Hängen südlich des Kammes Reps–Sunntiger sowie im Mündungsbereich des Gschniergrabens zum Lafatscher Bach bzw. zur Isar.

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material
Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich in Form der großen Abraumhalde des aufgelassenen Blei-Zink-Bergwerkes Lafatsch am Westende des Repskamms nahe der Kastenalm (näheres in SCHULZ, 1970, 1981).

Tektonik

Die Überschall-Synklinale

Der südliche Abschnitt des Arbeitsgebietes ist strukturgeologisch als großräumiger, nordvergenter Faltenbau („Überschall-Synklinale") angelegt, wobei das Hinterautal bzw. in ostwärtiger Verlängerung das Lafatscher Tal als Synklinale ausgebildet sind und die begrenzenden Ketten (Gleirschkette im Süden, Repskamm und Vomper Kette im Norden) Antiklinal-Zonen mit teils offenen, teils engen Scharnieren darstellen, die zum Teil durchgeschert sind. Der Südschenkel der Überschall-Synklinale ist steil nordfallend bis saiger und lokal sogar überkippt steil südfallend und bildet deswegen vom Hinterödkopf bis zur Speckkarspitze eine durchwegs senkrecht aufragende, bis auf den weiten Durchlass des Lafatscher Joches, geschlossene Wandflucht, wobei der eigentliche Wandaufschwung am Übergang vom basalen Schieferton- und Sandstein-Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten zum stratigrafisch liegenden Wettersteinkalk ansetzt. Gerade an den Schnittlwänden und am Lafatscher Rosskopf haben sich großflächig glatte Wandstrukturen herausbilden können, die häufig einer einzigen, senkrecht stehenden Schichtfläche des hier lagunär und dickbankig ausgebildeten Wettersteinkalkes folgen. Der Nordschenkel der Überschall-Synklinale zeigt ein mäßig steiles Südfallen (durchschnittlich 45°) und generiert, wie am Kamm vom Reps zum Sunntiger, glatte und strukturlose, nach Süden abfallende Bergflanken. Im Zusammenspiel mit den mergelreichen Abschnitten der Nordalpinen Raibler Schichten, gerade unterhalb des Sunntiger, werden mehr oder minder sanft südgeneigte Schichthänge gebildet. Unterhalb des Sunntiger und – östlich außerhalb des Untersuchungsraumes an der Brantlspitze – wird der Nordschenkel der Überschall-Synklinale an großräumigen, staffelartig angeordneten NW–SE verlaufenden dextralen Seitenverschiebungen um Beträge von bis zu 700 m jeweils nach Südosten versetzt. Ähnliche Strukturen, wenn auch mit weit geringeren Versatzbeträgen, lassen sich auch am Südschenkel der Synklinale beobachten. Östlich des Lafatscher Rosskopfes versetzt eine dieser dextralen Seitenverschiebungen sowohl den Top des lagunären Wettersteinkalkes, als auch die stratigrafisch hangenden Nordalpinen Raibler Schichten um etwa 100 m. Weitere dextrale Seitenverschiebungen finden sich westwärts in den Nordwänden des Kleinen Lafatschers sowie der Hinteren Bachofenspitze. Untergeordnet wurden auch N–S- bis NE–SW streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Versatz kartiert, beispielsweise am Südabfall des Reps. Die Seitenverschiebungen wurden vermutlich syngenetisch zur N–S-Kompression und zur Anlage des nordvergenten Faltenbaus angelegt und können als Ausgleichs- und/oder bruchhafte Versagensbewegungen gedeutet werden.

Der Ausstrich der Achsenfläche der Überschall-Synklinale zeichnet nicht exakt den Verlauf des Lafatscher Baches bzw. der Isar nach, sondern verläuft – vom Überschalljoch aus betrachtet – etwas südlich in den stark zerfurchten Nordhängen der Gschnierköpfe. Der Kern selbst wird durch sekundär stark verfalteten und zerscherten Hauptdolomit konturiert, der jedoch erst ab der Kohleralm westwärts ansteht. Nach Osten, in Richtung Überschalljoch, streicht der Hauptdolomit hingegen in die Luft aus. Dies ist auf das generell flache Abtauchen der Synklinal-Achse nach WSW zurückzuführen. Ein anschaulicher N–S-Profil-

schnitt durch die Überschall-Synklinale im Meridian des Reps ist in SCHULZ (1981: 97) abgebildet (vergleiche auch die Profilschnitte in HEISSEL, 1978).

Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung

Die senkrechten Nordwandfluchten des Gleirschkammes werden unter den Gipfeln von Kaskarspitze, Sonntagskarspitze, Bachofenspitze sowie Großem und Kleinem Lafatscher von einer markanten, E–W streichenden Großstörung durchzogen, bei der es sich vermutlich um eine nordgerichtete Überschiebung handelt. Diese Störung wurde bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts von Otto Ampferer im Zuge seiner geologischen Aufnahmen für das Blatt Innsbruck-Achensee der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 und für die Erschließung der Mühlauer Quellen erkannt (z.B. Profilschnitt in AMPFERER, 1949: 8). Vor mehr als 40 Jahren hat sich HEISSEL (1978) im Rahmen seiner Dissertation über den geologischen Bau des Karwendelgebirges näher mit dieser großen Überschiebungsstruktur befasst und sie als „Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung" definiert, an der die Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale nordvergent über die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale aufgeschoben wurde (HEISSEL, 1978: 271–273, Abb. 1–4). Von Westen betrachtet, taucht die Störung ostwärts der Praxmarerkarspitze aus den mächtigen Karfeldern an der Wandbasis auf und zieht – nach Osten leicht ansteigend und in relativ gerader Linie – quer durch die Nordwände der oben genannten Gipfel bis in die markante Scharte zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher. Zudem tritt im direkten Überschiebungsbereich hier eine rötlich gefärbte Störungsbrekzie auf. Im Anstieg zum Lafatscher Joch und weiter in Richtung Kleiner Lafatscher bestätigt sich auch der Überschiebungscharakter der Störung, die mit etwa 40° nach SSW einfällt.

Wenn auch im Meridian des Lafatscher Jochs unter Schutt verborgen, lässt sich die Überschiebung gegen Osten auch in den Nordwesthängen und in der Nordwand der Speckkarspitze bis in die Nordwand des Großen Bettelwurfs verfolgen.

Da die Störung die oben angesprochenen, staffelartig angeordneten dextralen Seitenverschiebungen im Liegendblock in den Nordwänden des Kleinen Lafatscher und der Hinteren Bachofenspitze sowie der Speckkarspitze und der Bettelwürfe abschneidet, darf davon ausgegangen werden, dass die genannten Seitenverschiebungen und die große Überschall-Synklinale im Liegendblock demnach älter als die Überschiebung sind (im Hangendblock finden sich keine vergleichbaren Störungen) und weiters der Überschiebungsbetrag an dieser Störung durchaus beträchtlich sein muss – ohne jedoch eine konkrete Zahl nennen zu können!

Im Gegensatz zu den lang durchstreichenden Falten im Liegendblock zeigt der Hangendblock ein Streuen des Schichteinfallens von Ost bis Süd, ohne dabei klare Faltenstrukturen erkennen zu lassen. Im Zuge der Überschiebung gebildete Stirnfalten sieht man in der Nordwestflanke der Speckkarspitze und insbesondere im unteren Drittel der Nordabstürze der Kaskarspitze. Hier handelt es sich um eine ?nordwest- bis ?nordvergente Antiklinale mit flach geneigter Achsenfläche und zerschertem, ebenso flach lagerndem, überkipptem Liegendschenkel. Die Faltenachse scheint subhorizontal nach Norden oder Nordosten aus der Wand herauszustreichen. Daher ist diese Stirnfalte auch nicht weiter in der Nordwand nach Osten verfolgbar.

Über das Alter der Störung lassen sich nur Vermutungen anstellen. Einen Hinweis könnte die oben angesprochene, intensiv rötlich gefärbte Störungsbrekzie geben. Aus Großstörungen der Berchtesgadener Alpen (Lattengebirge, Steinernes Meer) sind ähnliche Brekzienbildungen bekannt, deren intensiv gefärbte rote mergelig-tonige Matrix aus einer lateritisch-bauxitischen Bildung im Zuge der Ablagerung der kretazisch-paläogenen Gosau-Sedimente hervorgegangen ist. Ein ähnlicher Vorgang könnte auch hier zur Diskussion gestellt werden. Interessant in diesem Kontext ist die Arbeit von KROIS & STINGL (1994), die vom Südostgrat des Kleinen Lafatschers in mehreren, quer zum Gratverlauf streichenden Verwerfungen (ehemaligen Spalten?) rötliche Störungsbrekzien beschreiben, die im Zuge der Geländebegehung auch wiedergefunden wurden (ca. 2.470–2.510 m ü. A.). In ihr fanden sich neben eisenschüssigen Bohnerzen auch isolierte Biogene, darunter ein Fragment eines Hippuriten. Diese morphologisch aberrante Bivalven-Großgruppe trat lokal als Riffbildner in der Oberkreide auf und könnte für eine zeitliche Einordnung herangezogen werden. Aus diesem Grund wird eine Bildung der Störungsbahnen in der Gosau angedacht. Inwieweit sich diese kleinräumigen Störungsbrekzien mit jener rötlichen Brekzie unmittelbar an der Gleirschketten-Bettelwurf-Überschiebung in Verbindung bringen lassen, müssen künftige Untersuchungen zeigen. Das Problem ist die schwere Zugänglichkeit der Störungszone zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher (große Steinschlaggefahr im steilen Zustieg), so dass die Scharte im Zuge der Kartierarbeiten nicht besucht wurde.

Doppel-Antiklinalstruktur am Reps

An die nordvergente Überschall-Synklinale schließt nach Norden eine sehr enge Doppel-Antiklinalstruktur in der Nordwand des Reps an. Diese wurde bereits bei HEISSEL (1978) und bei GRUBER (2017) beschrieben und zumindest in der Westwand des 2.159 m hohen Berges abgebildet. Sie lässt sich relativ konsistent vom Reps-Westgipfel (Punkt 1.987 m) bis unter Sunntiger und Hallerangerspitze und weiter bis in das Schneeloch (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes) verfolgen. Während die südliche, topografisch höher gelegene Antiklinale in den Nordwänden von Reps und Sunntiger nicht zu sehen ist, ist die nördliche Antiklinale vom Anstieg zum Sunntiger in der unteren Wandhälfte des Reps direkt einzusehen. Auch diese engen Faltenstrukturen sind zum Teil an steil südfallenden Überschiebungen durchgeschert.

Literatur

AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen: eine Anregung zu weiteren Forschungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **57**, 727–752, Wien.

AMPFERER, O. (1949): Geologische Ergebnisse der Quellenaufschließungen in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38** (1943–1945), 1–28, Wien.

Brandner, R. & Poleschinski, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, **68**, 67–92, Stuttgart.

Büsel, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 315–323, Wien.

Donofrio, A.D., Brandner, R. & Poleschinski, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.

Enos, P. & Samankassou, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – Facies, **38**, 207–228, Erlangen.

Fels, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen: Nachforschungen im Karwendelgebirge. – 85 S., Gotha (Perthes).

Fels, E. (1949/1950): Die Alpen und die Eiszeit. – Die Erde, **1**/3, 267–272, Berlin.

Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).

Gruber, J. (2016): Bericht zur Kartierung 2016 im Gebiet Birkkarlamm – Grosser Heissenkopf – Reps – Zeigerkopf – Hinterer Schwarzenwald auf dem Kartenblatt UTM-2223 Innsbruck. – Archiv Geologische Bundesanstalt Nr. A 19043-RA/118/2016, 20 S., 24 Abb., 5 Kt., Wien.

Gruber, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 380–384, Wien.

Heissel, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.

Hornung, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.

Jerz, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, **56**, 1–99, München.

Kendler, M. (2012): Hochalpiner Karst im zentralen Karwendel am Beispiel des Roßlochs. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 107 S., Innsbruck.

Kilian, S. (2013): Bericht 2012 über strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.

Kilian, S. & Ortner, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, **112**/1, 62–83, Wien. http://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005

Krainer, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendels (Raum Lafatsch/Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 129–142, Wien.

Krois, P. & Stingl, V. (1994): Kretazische „Augensteine"? – Notiz zu einem fraglichen Gosauvorkommen im Karwendel (Tirol, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 289–293, Wien.

Mandl, G.W., Brandner, R. & Gruber, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – In: Wimmer-Frey, I., Römer, A. & Janda, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Wien.

Moser, M. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck: Stand 2008, Ausgabe 2008/09. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Mutschlechner, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 155–206, Wien.

Ott, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **141**, 81–115.

Piller, W., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaft und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

Rüffer, T. & Bechstädt, T. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: de Graciansky, P.C., Hardenbold, J., Jaquin, T. & Vail, P.R. (Ed.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – SEPM Special Publication, **60**, 751–761, Tulsa.

Schlager, W. & Schöllnberger, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

Schuh, M. (2015): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendelgebirge) auf Blatt UTM 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 298–301, Wien.

Schuler, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Saalach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geologische Abhandlungen, **71**, 1–60, Erlangen.

Schulz, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, der Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, 165–229, Wien.

Schulz, O. (1981): Die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch – Vomper Loch (Karwendelgebirge, Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **61**, 55–103, Innsbruck.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

ANNE HORMES
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der Kartierung in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm vom Sommer/Herbst 2019 für das Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Die Kartierung beschreibt die spätglazialen Ablagerungen und gravitative Hangablagerungen in diesen Tälern.

Im Kartiergebiet Fotschertal konnten nur Eisrandablagerungen kartiert werden und keine Seiten-, Grund- oder Endmoränen. Dies liegt vorrangig an einer dominanten tiefgründigen Hangdeformation, welche die westliche Talflanke des Fotschertals beherrscht. Nur noch stellenweise finden sich Reste von Eisrandablagerungen auf der Westseite des Tales, die übrigen sind wohl von der Hangdeformation bereits überfahren worden. Die Eiszerfallsablagerungen können sowohl dem Gschnitz als auch einem früheren Stadium des Eiszerfalls zugerechnet werden, was ohne weitere Datierungen nicht einwandfrei feststellbar ist.

Im Seigestal finden sich Grundmoränen, Esker und eine Seitenmoräne, die als Egesenstadium interpretiert werden. Vorgelagert finden sich Grundmoränen und Eiszerfallsablagerungen, die wieder als Gschnitz oder älter interpretiert werden können. Einige erratische Blöcke, die auf der Grundmoräne und den Eiszerfallsablagerungen liegen, würden sich zur Datierung eignen.

Im Oberbergtal, einem Seitental des Stubaitales befinden sich die Egesenmoränen außerhalb des Kartiergebietes bei der Franz-Senn-Hütte. Auf der Nordseite des Tales wurden zwei Eisrandablagerungen mit zwischengeschalteten Grund- und Ablationsmoränen kartiert. Die oberen Eisrandablagerungen (Eiszerfall) liegen zwischen 1.900 und 1.500 m, die unteren (Spätglazial) zwischen 1.500 und 1.400 m. Außerdem befinden sich mächtige Steinschlagablagerungen im südlichen Bereich des Tales auf der Ostseite, auf der West- und Südseite hingegen, der Nederseite, dominiert eine tiefgründige Hangdeformation das Oberbergtal mit stellenweise Steinschlag-/Felssturzablagerungen.

Einleitung

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der quartärgeologischen Kartierung für zwei südliche Täler des Sellrain: Fotschertal und Seigesalm, als auch Oberbergtal, ein Seitental des Stubaitales. Die Kartierung wurde im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Die einzelnen Geologischen Einheiten sind für den Auftraggeber auch in digitaler Form zugänglich (QGIS). Das Hauptaugenmerk bei der Kartierung lag vor allem auf Gletscherablagerungen, gravitativen Massenbewegungsablagerungen und Wildbachablagerungen.

Auftraggeber für die Quartärgeologische Karte und den vorliegenden Bericht ist die Geologische Bundesanstalt. Das Egesen-Stadium wird in diesem Bericht im Sinne der geochronologischen Einordnung zur Jüngeren Dryas verwendet (12.9–11.7 ka; IVY-OCHS et al., 2007; REITNER et al., 2016). Die Egesenmoränen wurden an mehreren Orten in den Alpen mit 13,9–10,6 ka datiert (IVY-OCHS et al., 2009).

Das Gschnitz-Stadium entspricht einem Stadium des Eiszerfalls, der mit dem Bølling-Allerød-Interstadial beschleunigt wird. Gschnitzmoränen wurden an ihrer Typlokalität im Gschnitztal mit einem Konsolidierungsalter von 15,4 ± 1,4 ka datiert (IVY-OCHS et al., 2006).

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Ötztal-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems und wird lithologisch von Paragneisen und Glimmerschiefern neoproterozoischen bis paläozoischen Alters dominiert. Untergeordnet treten devonische Amphibolite und ordovizische Orthogneise auf.

Quartärgeologie, Maßstab und Gebrauch der Karte

Die Kartierung, die in diesem Bericht präsentiert wird, fokussiert auf spätglaziale Ablagerungen der letzten Eiszeit und Massenbewegungen. Es wurden die empfohlenen Begriffe aus dem „Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019) als auch die internationale Klassifikation von gravitativen Hangprozessen von HUNGR et al. (2014) verwendet. Die Kartierung im Gelände wurde in einem Maßstab von 1:10.000 durchgeführt und entspricht damit einem Detailgrad der kommunalen Ebene. Für die Ausarbeitung der Karte wurden auch digitale Höhenmodelle und Orthofotos verwendet. Die Karte Seigesalm wird zusätzlich als pdf im Maßstab 1:8.000 und die Karte Fotschertal zusätzlich als pdf im Maßstab 1:6.000 abgeliefert.

Übersicht über das Kartierungsgebiet

Lage und Topografie Fotschertal und Seigesalm

Das Untersuchungsgebiet Fotschertal liegt auf einer Höhe zwischen 1.500 m und 1.300 m. Das Kartiergebiet Seigesalm liegt zwischen 2.577 m und rund 1.500 m. Beide Kartiergebiete sind südliche Seitentäler des Sellraintales.

Das Fotscher Windegg (2.577 m) bildet die höchste Erhebung an der Seigesalm, mit den Gamskögelen im Westen und dem Rauhen Kopf im Osten. Die südliche Kartiergrenze im Fotschertal befindet sich etwa am Fotscher Haus.

Das Untersuchungsgebiet lässt sich grob in die folgenden Bereiche aufteilen:

1) Wildbachablagerungen des Seigesbachs und des Fotscher Bachs.

2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, vor allem Felssturz- und Steinschlag, Lawinenpfade, Murkegel und flachgründige Rutschungen.

3) Glazigene Ablagerungen, inklusive Seitenmoräne und Esker des Egesen-Gletschervorstoßes zugeordnet zur Jüngeren Dryas unterhalb des Windeggs bei rund 1.960 m.

4) Grundmoränen und Eisrandablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase, die bis in das Sellraintal auf 1.600 m hinabziehen und in deutliche Kamesterrassen übergehen.

5) Deutliche Zerrspalten und Abbruchkanten mit antithetischen Grabensystemen einer tiefgründigen Hangdeformation (*slope deformation* sensu Hungr et al., 2014) mit Gesteinsmassen im Verband und in einem fortgeschrittenen Stadium mit dislozierten Blöcken.

Lage und Topografie Oberbergtal

Das Untersuchungsgebiet im Talboden des Oberbergtals liegt zwischen Buecher und Gallerhöfen am Oberberg auf rund 1.450 m und Bärenbad bei rund 1.100 m oberhalb des Energiewerkes. Im Süden liegt die Nederseite und das Kartiergebiet zieht sich bis rund 1.600 m unterhalb der Brandstattalm hinauf. Die nördliche Talflanke zieht sich bis auf 1.750 m hinauf.

Das Untersuchungsgebiet Oberbergtal lässt sich in die folgenden Kartiereinheiten aufteilen:

1) Wildbachablagerungen des Oberbergbachs.

2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, insbesondere Murkegel, die auch teilweise aus Lawinenablagerungen bestehen, die sich aus Eisrandablagerungen herauslösen. Im östlichen Abschnitt des Tales finden sich mächtige Steinschlagablagerungen.

3) Eisrandablagerungen, vor allem auf der Nordseite des Oberbergtales mit stellenweise Grundmoräne des Spätglazials (wahrscheinlich Eiszerfall), zwischen 1.900 m und 1.500 m.

4) Eisrandablagerungen und Spätglaziale Grundmoränenablagerungen (wahrscheinlich Gschnitz-Stadium) zwischen 1.500 m und 1.400 m und im Ausgang des Oberbergtals auf der Westseite bei rund 1.200 m.

5) Hangdeformationen auf der gesamten Südseite des Tales, Nederseite mit Gesteinsmassen im Verband und dislozierten Blöcken.

Untersuchungsgebiet Fotschertal und Seigesalm

Gletscherablagerungen Fotschertal und Seigesalm

Im Fotschertal sind keinerlei Moränenwälle erhalten, es finden sich jedoch Eiszerfallsablagerungen des Spätglazials.

Seitenmoränen Seigesalm – Egesen

Die höchsten erhaltenen Seitenmoränen oberhalb der Seigesalm liegen auf 1.960 m. Es sind keine Endmoränen, sondern nur eine Seitenmoräne erhalten, die klastengestützte Diamikte (Dc) mit vielen großen Blöcken enthalten. Endmoränen wurden durch ein intensives Entwässerungsnetz des letzten Egesengletschers komplett ausgeräumt. Es finden sich deutliche Esker auf der Innenseite der Seitenmoräne. Eine weitere Möglichkeit für das Nicht-Vorhandensein einer Endmoräne ist, dass der Gletscher nur so kurze Zeit aktiv war, dass nicht genügend Material supra- und englazial bis zur Gletscherfront transportiert wurde. Jedoch befinden sich weit verbreitet auf der Seigesalm Grundmoränenablagerungen, die von einem subglazialen Drainagesystem durchfurcht sind. Die Grundmoränenlandschaft ist von vielen Blöcken bedeckt. Der Egesen-Gletscherrand lässt sich dadurch an der Grenze kartieren, wo auch die supra- und englazialen Drainagesysteme sich vor dem ehemaligen Gletscher gesammelt haben.

Die Karte von Heuberger (1966) zeigt mindestens zwei Endmoränenwälle im Bereich der Seigesgrube, jedoch kann der innere Stand als Felssturz interpretiert werden, der sich von der nordöstlichen Flanke des Fotscher Windeggs abgelöst hat. Dieser Felssturz wurde durch die Bildung eines Blockgletschers umgelagert und kann daher als Felssturz/fossiler Blockgletscher kartiert werden. Der Blockgletscher scheint nicht mehr sehr aktiv zu sein, da die Blöcke größtenteils mit Flechten und kleinem Gebüsch bewachsen sind und auch im Geländemodell keine deutlichen Wallformen zu kartieren sind.

Wir interpretieren die Seitenmoräne unterhalb des Windeggs mit den deutlichen Eskern auf einer Grundmoränenlandschaft als Egesen, sensu Jüngere Dryas. Die Schneegrenzdepression zum Egesenstadium soll rund 250–400 m betragen haben (Ivy-Ochs, 2007). Die Seitenmoräne ist sehr deutlich ausgeprägt und nicht von periglazialen Prozessen überprägt, was für ein junges Spätglazialalter der Seigesalm-Moränen spricht.

Ein deutlicher Wall, bestehend aus Grundmoräne (Dmm), findet sich teilweise südlich des Rauhen Kopfes auf rund 1.900–1.850 m entlang der Abrisskante der tiefgründigen Hangdeformation, die sich im Süden zum Fotschertal hin anschließt. Die Sedimente dieser Grundmoräne beinhalten kantige bis subgerundete Geschiebe in einem massiven, matrixgestützten Diamikt (Dmm).

An einer markanten Stelle lässt sich dieser Wall besonders gut kartieren, dort, wo die Hangdeformation auch am schwächsten ausgeprägt ist (47°11‘07“N, 011°12‘24“E). Hier könnte die kompakte Grundmoräne zur Stabilisierung der Deformation beigetragen haben. Der Grundmoränenwall lässt sich bis auf rund 1.600 m zum Sellraintal auf der Südflanke des Seigestals verfolgen. Der Wall kann als Grundmoränenrest des spätglazialen Eiszerfalls interpretiert werden, weil er sich weiter unterhalb stark mit Eiszerfallsablagerungen verzahnt. Es ist schwierig, die Grenze zwischen Eiszerfallsablagerungen und Grundmoräne immer voll auszukartieren. Dort gehen die Eiszerfallsablagerungen in eine Kamesterrasse über. Die Kamesterrassen wurden bereits von Heuberger (1966) erwähnt, die Seitenmoränen jedoch nicht.

Eisrand- und Grundmoränenablagerung des spätglazialen Eiszerfalls

Auf der Ostseite des Seigestales und auch in Abrisskanten entlang des Wildbaches können an mehreren Stellen Grundmoränen (Dmm) kartiert werden, die immer wieder Eisrandlagen abwechseln.

Die Eisrandablagerungen (Dms, Dcs, Dcg) sind unsortiert, es finden sich alle Korngrößen, stellenweise mit gekritzten Geschieben, teilweise ist der Rundungsgrad etwas höher als in den Grundmoränen, oder die Matrix ist nicht verfestigt und nicht konsolidiert. Die Matrix besteht meist aus massiven Silten oder Geschieben. Die Ablagerungen enthalten alle Korngrößen, teilweise gekritzte Geschiebe und sind unsortiert, sie sind allerdings weniger stark konsolidiert als die Grundmoränenablagerungen.

Die Grenze zwischen Eiszerfallsablagerungen und Grundmoräne ist wenig ausgeprägt. Am höchsten südlichen Rücken des Seigestals zum Fotschertal ist vor allem Grundmoräne aufgeschlossen, ebenso besteht die Ebene nördlich der Egesen-Seitenmoräne hauptsächlich aus Grundmoräne.

Die Eisrandablagerungen im Fotschertal bestehen aus verschiedenen unsortierten Diamikten, teilweise matrixgestützt, teilweise sehr siltreich, und stellenweise gradiert (Dmg, Dgg, Dmm). Es konnten keine Grundmoränen im Fotschertal kartiert werden.

Erratische Blöcke

Vor allem entlang der Seitenmoränenreste, die sich oberhalb des Rauhkopfes bis zu den Kamesterrassen auf der Ostseite des Seigestals befinden, wurden größere erratische Blöcke kartiert. Auf der Grundmoräne der Ebene an der Seigesalm liegen ebenfalls viele Blöcke.

Kamesterrassen

Im nördlichen Anschluss des Seigestals zum Sellraintal befinden sich größere Verebnungsflächen, die aus glazifluviatilem Material aufgebaut sind. Während die Eiszerfallsablagerungen deutlich unsortiert sind und auch gekritzte Geschiebe enthalten, ist der Charakter der Kamesterrassen deutlich mehr glazifluviatil, mit sortierten Lagen ohne gekritzte Geschiebe. Die Sedimente wurden daher eindeutig in einem distaleren Bereich abgelagert als die Eiszerfallsablagerungen, die in diesem engen Ablagerungsraum teilweise stark mit Grundmoränenablagerungen verzahnen.

Murkegel und Lawinenablagerungen

Im Fotschertal befinden sich mehrere Murablagerungen, die im Talboden kleine Murkegel bilden. Jedoch werden diese Murkegel mehr oder minder stark auch durch Lawinenprozesse gesteuert. Sowohl bei der Geländebegehung als auch auf den Orthofotos sind mehrere Lawinenstriche deutlich dort zu erkennen, wo ganze Waldstriche durch Lawinen zerstört wurden. Da die vorherrschenden Ablagerungen jedoch hauptsächlich auf Murprozesse zurückgehen, werden die Landschaftsformen als Murkegel kartiert.

Fluss- und Wildbachablagerungen

Im Talboden des Seiges- und Fotschertals sind Wildbachablagerungen aufgeschlossen, mit mehr oder minder gerundeten Geröllen in allen Blockgrößen.

Hangdeformation

Die gesamte Südseite des Seigestales ist von einer tiefgründigen Hangdeformation betroffen, es befinden sich klare Abrisskanten und antithetische Brüche auf der Südseite der Egesenmoräne und des Grundmoränenwalls.

Felssturz/Blockgletscher

Gleich unterhalb des Fotscher Windeggs liegen auf dem oberen Teil der Egesen-Grundmoräne Felssturzablagerungen, die periglazial umgelagert wurden (Blockgletscher).

Untersuchungsgebiet Oberbergtal

Gletscherablagerungen Oberbergtal

Eisrandablagerungen

Im Kartiergebiet des Oberbergtals sind hauptsächlich spätglaziale Eisrandablagerungen mit matrix- und geschiebegestützten Diamikten (Dmg, Dcm) aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen bilden zwei deutliche Terrassen auf der Nordseite des Oberbergtales. Diese lassen sich jedoch nicht über die gesamte Talseite verfolgen, weil sie durch mächtige Mur-/Lawinenschuttkegel bedeckt werden. An den steileren Hängen zwischen 1.500 und 1.600 m haben sich auch stellenweise Grundmoränen erhalten, jedoch gehen diese zwischen 1.600 und 1.800 m oberhalb Oberberg und Salcher wieder in Eisrandlagen über. Die unteren Eiszerfallsablagerungen bilden einen Terrassenkörper zwischen 1.500 und 1.400 m.

Am Hang oberhalb finden sich zwischen 1.500 und 1.600 m stellenweise Grund- (Dmm) und Ablationsmoränenablagerungen (Dms, Dcs und Dgc). Darüber auf Höhenlagen zwischen 1.600 und 1.900 m befinden sich weitere Eisrandablagerungen.

Die unteren Eisrandablagerungen gehen im südlichen Oberbergtal in die Eisrandablagerungen und Grundmoränen des Gschnitz des Stubaitales über. Wir interpretieren daher die unteren Eisrandablagerungen als Gschnitz. Die oberen Eisrandablagerungen zwischen 1.600 und 1.900 m gehören jedoch zu einer älteren Phase des Eiszerfalls.

Ablations- und Grundmoränen

Am Nordhang des Oberbergtales befinden sich auch stellenweise Ablationsmoränen oberhalb der Eisrandablagerungsterrassen zwischen 1.500 und 1.600 m. Die Ablationsmoränen sind etwas kompakter als die Eisrandablagerungen und siltreicher, jedoch nicht konsolidiert. Dabei handelt es sich um die Sediment-Variationen Dms, Dcs und Dgc.

Da die Grundmoränen und Ablationsmoränen nur stellenweise auftreten und nicht eindeutig von den Eisrandlagen abzugrenzen sind, wurden diese in der vorliegenden Kartierung als Eisrandablagerungen zusammengefasst. Ihr Alter wurde generell als spätglazial bezeichnet, da unklar ist, ob diese Grundmoränen zeitlich dem Gschnitz oder einer älteren Eiszerfallsphase zuzuordnen sind.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Oberbergtal

Mur- und Lawinenablagerungen

Die mächtigen oberen Eisrandlagen zwischen 1.900 und 1.600 m oberhalb von Oberberg und Salcher liefern reichlich Lockersediment für große Murablagerungen, welche die Eisrandterrassen im Talgrund bedecken. In den Grundmoränen und Eisrandsedimenten lösen sich häufig Muren

und oberflächennahe Hangmuren. Die Murkegel sind stellenweise sicherlich auch aus Lawinenablagerungen aufgebaut, da vor allem die Nordseite des Oberbergtales keinen dichten Wald aufweist und mehrere deutliche Lawinenpfade durch umgeknickte Bäume zu verzeichnen sind.

Felssturz- und Steinschlagablagerungen

Der Bereich des östlichen Oberbergtal-Ausganges wird von Steinschlagprozessen dominiert, die sich aus den Glimmerschiefern ablösen.

Hangdeformation (Slope deformation sensu Hungr et al., 2014)

Der gesamte Nordhang der Seblasspitze und Grüblen, die Nederseite, ist als tiefgründige Hangdeformation ausgebildet. Hier wechseln sich auf kleinstem Raum Gesteinsmassen im Verband und in einem fortgeschrittenen Stadium mit dislozierten Blöcken ab. Es finden sich nirgendwo Eisrandablagerungen. Nur im äußersten südlichen Teil gen Milders und dem Gebiet, zeigt sich eine terrassenartige Verebnung auf rund 1.200 m, die aus Eisrandablagerungen und stellenweise Grundmoräne aufgebaut ist.

Fluss- und Wildbachablagerungen Oberbergtal

Fluviatile und Wildbach-Ablagerungen

Der Wildbach im Oberbergtal ist vor allem im unteren Teil stark verbaut, aufgrund der starken Geschiebeführung, aber auch, weil mehrere Murkegel auf der Nordseite des Tales ihr Geschiebe in den Oberberg Wildbach einbringen.

Landschaftsentwicklung

Im Oberbergtal wurden die Egesenmoränen an der Franz-Senn-Hütte beschrieben (Kerschner, 1978). Im Seigestal finden wir eine Egesen-Seitenmoräne mit Eskern und Grundmoräne auf rund 1.960 m.

Die Eisrandablagerungen der beiden kartierten Terrassen im Oberbergtal können dem Gschnitz-Stadium und einer älteren Phase des Eiszerfalls zugeordnet werden. Die untere Eisrandterrasse zwischen rund 1.400 und 1.500 m verzahnt am Ausgang des Oberbergtales mit den gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen des Stubaitales. Da die Eisrandablagerungen am Ausgang des Oberbergtals bei Milders in Grundmoränen übergehen, die sich mit den Eisrandlagen des Gschnitz im Stubaital verzahnen, werden die Eisrandlagen des Oberbergtals als Gschnitz interpretiert.

Im Fotschertal und Seigestal befinden sich ebenso Eisrandlagen, die älter sind als die Egesenmoränen. Im Fotschertal liegen die Egesenmoränen nicht im Kartiergebiet. Im Seigestal liegen die Egesen-Seitenmoränen auf einer Höhe von 1.950–2.000 m oberhalb der bewirtschafteten Seigesalm. Es ist durchaus möglich, dass die Eisrandlagen des Fotschertals und des Seigestals ebenso dem Gschnitz-Stadium zuzurechnen sind.

Im Seigestal ist die Verzahnung der Eisrandlagen mit dem Hauptgletscher im Sellraintal deutlich an den erhaltenen Kamesterrassen zu erkennen. Im Ausgang des Fotschertals sind die Eisrandlagen sowohl von Rutschungs- und Lawinenablagerungen als auch von Schwemmfächern bedeckt. Eine Auskartierung der Verzahnung des Sellrain-Hauptgletschers mit dem Seitengletscher aus dem Fotschertal gestaltet sich sicherlich schwierig (Heuberger, 1966). Diese Verzahnung liegt jedoch außerhalb des Kartiergebiets und auch außerhalb des Kartenblattes NL 32-03-28 Neustift im Stubaital.

Literatur

Heuberger, H. (1966). Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **20**, 133 S., Innsbruck

Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, **11**, 167–194, Berlin.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H. & Schlüchter, C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. – Quaternary international, **164**, 53–63, Oxford.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. & Schlüchter, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – Quaternary Science Reviews, **28**, 2137–2149, Amsterdam (Elsevier).

Kerschner, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). – Geographischer Jahresbericht aus Österreich, **XXXV**, 26–47, Wien.

Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I. & Linner, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65**/2, 113–144, Göttingen.

Steinbichler, M., Reitner, J.M., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Bereich Oberbergtal östlich der Oberrissalm (Stubaital) auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Markus Palzer-Khomenko
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf 25 km² und umfasst sämtliche noch nicht kartierte Gebiete im Oberbergtal. Kartiert wurde die gesamte Nordseite des Oberbergtals zwischen Oberissalm und Starkenburger Hütte sowie die Malgrube, die Äußere Stöcklengrube und die Kleine Stöcklengrube auf der Südseite des Tals. Während die Nordseite durch Wege relativ gut erschlossen und von

Seducker-Hochalm und Starkenburger Hütte gut erreichbar ist, ist die Südseite nur auf Jägersteigen erreichbar. Die Felsgalerien an den Talflanken sind durch die hohe, dichte Vegetation teilweise sehr schwer begehbar. Nur eingeschränkt begehbar ist der Grat zwischen Seebach und Haslerbach, völlig unbegehbar war der Haslerbach selbst im unteren Bereich.

Zwischen der Seducker-Hochalm und dem Tiefenbach wurde der gesamte Hang vom Talboden bis zu den Graten von einer umfassenden Massenbewegung erfasst. Es müssen daher alle Aufschlüsse in diesem Bereich als subanstehend angesehen werden. Im Bereich der Oberberger Mähder überlagert mächtiges Quartär das Festgestein, wodurch auch in den tief eingeschnittenen Gräben keine Aufschlüsse des anstehenden Felsen gefunden werden konnten.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014–2018 dar (Palzer, 2015; Palzer-Khomenko, 2017, 2018). Die Kalkkögel im Osten sowie das Stubaital östlich von Milders wurden durch Reiser (2018), das Falbeson südwestlich des Arbeitsgebietes wurde durch Klötzli-Chowanetz (2016) kartiert. Kleinräumige Kartierungen des Quartärs liegen von Schmidegg (1939, 1944) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von Hammer (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach Kretz (1983) verwendet (zusätzlich: Amphibol = Amph, Feldspat = Fsp und Hellglimmer = Hg).

Lithologische Beschreibung

Die Kartierung hat einige neue Erkenntnisse zu den Zusammenhängen und Abfolgen der verschiedenen Lithologien des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems im Oberbergtal gebracht. Das Gebiet schließt die Lücke zwischen älteren Kartierungen rund um die Franz-Senn-Hütte und den neueren Arbeiten rund um die Brennerspitze. Außerdem kann nun die Beziehung zwischen Bassler-Granitgneis und den Orthogneis-Körpern unterhalb der Starkenburger Hütte genau beschrieben werden.

Im Kartierungsgebiet treten mehrere markante lithologische Züge innerhalb der Paragneise auf. Vom tieferen Bereich der Decke im Südwesten hin zu höheren Bereichen im Nordosten und Osten kann eine Art Abfolge mehrerer Züge beobachtet werden. Ganz im hintersten Bereich der kleinen Stöcklengrube befindet sich der Kontakt zum Hauptkörper des Bassler-Granitgneises. Dieser Augengneis wird durch einen Rahmen von Bt-reichen Schiefern und Amphiboliten umgeben, welche von der Platzengrube kommend nach Osten in den hinteren Bereichen der Stöcklengruben bis zum Grat westlich der Brennerspitze verfolgt werden können.

Nach Norden hin gehen diese Gesteine in Fsp-blastenreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit teils großen Grt- und St-Kristallen über, die teilweise sehr intensiv mit leukokraten Lagen durchsetzt sind. Die genaue Genese dieser leukokraten Lagen ist derzeit unklar. Diskordante Beziehungen, die auf einen magmatischen Ursprung hindeuten würden, fehlen. Eine mögliche Erklärung ist eine metamorphe Segregation, welche primäre sedimentologische Unterschiede verstärkt haben könnte. Diese gebänderten Paragneise dominieren die Südseite des Oberbergtals, bilden die dominante Lithologie im Bereich der Massenbewegung rund um die Seblasspitze und können auf Höhe der Oberissalm auch auf der nördlichen Seite verfolgt werden. Im Dünnschliff stellen sich die schiefrigen Lagen häufig als Grt-2-Glimmerschiefer mit teilwiese großen, poikiloblastischen Pl-Blasten dar. Der Pl ist teilweise stark bis vollständig serizitisiert. St konnte nur in seltensten Fällen reliktisch nachgewiesen werden und ist in der Regel vollständig zu Serizit abgebaut. Grt ist in der Regel zweiphasig, was an den zerfallenen Kernen und gut erhaltenen Anwachssäumen sehr gut erkennbar ist. Die leukokraten Lagen setzen sich überwiegend aus Qtz und teilweise stark serizitisiertem Fsp zusammen. Während in einigen Schliffen der leukokraten Lagen nur Pl nachweisbar war, konnten in anderen Schliffen trotz fortgeschrittener Serizitisierung auch Mc (Mikroklin) und Or (Orthoklas) erkannt werden.

Im Zentrum der gebänderten Paragneise kann ein mehrere 10er Meter mächtiger feinkörniger, leukokrater Orthogneis nördlich am Kühstein vorbei Richtung Mittergratspitze verfolgt werden, ehe er gegen Osten hin durch die Massenbewegung erfasst und in Schollen zerlegt wird. Dennoch kann die Hauptmasse dieser Lithologie immer noch einigermaßen im Verband in der Kohlgrube angetroffen werden. Im Westen dürfte der Orthogneis mit den umgebenden gebänderten Paragneisen den Gesteinen am Schafgrübler entsprechen. Innerhalb der gebänderten Paragneise lässt sich zum Orthogneis hin ein gewisser Trend größer werdender Grt- und St-Kristalle, Fsp-Blasten sowie intensiverer Wechsellagerung beobachten. Der Orthogneis selbst besteht überwiegend aus feinkörnigem Qtz und stark serizitisiertem Fsp, wobei vereinzelt Mc-Gitter erkennbar sind. Der deutliche Bt-Gehalt weist auf eine eher granodioritische Zusammensetzung hin. Teilweise sind Lagen und Adern von Ep und Chl sowie große Aln vorhanden.

Die gebänderten Paragneise werden nach Norden durch einen mächtigen Amphibolit-Zug abgelöst, der sich mit den Amphiboliten der Hohen Villerspitze verbinden lässt und nach Osten hin unter der Massenbewegung der Seblasspitze nicht weiterverfolgt werden kann. Der Amphibolit enthält grünlich-bräunlich pleochroitischen Amph. Teilweise bilden Pl und Czo pseudomorphe Aggregate. Wo Fluide in die Amphibolite eingedrungen sind, wurden diese zu Ep oder Chl abgebaut. Dabei wurde offensichtlich auch Cc freigesetzt, welcher sich in Adern und Taschen sammelte. Die Amphibolite weisen hohe Ttn-Gehalte auf.

Nördlich des Amphibolit-Zuges folgen Paragneise und Glimmerschiefer durchsetzt mit kleineren, nicht durchgängig verfolgbaren Amphibolit-Zügen. Die Paragneise enthalten Hg und Bt, führen wechselnde Mengen an zumeist kleinem St- und Grt-Kristallen und haben bisweilen auch ein schiefriges Erscheinungsbild. In manchen Partien kann von einem Grt-St-Glimmerschiefer gesprochen werden. Selten sind Fsp-Blasten erkennbar, wobei sowohl die Blastenbildung als auch ausgeprägtes Grt- und St-Wachstum im Gegensatz zu den gebänderten Paragneisen eine untergeordnete Rolle spielen.

Zwischen Schaldersgrübl und Wildes Grübl gehen diese Paragneise fließend in teilweise spektakulär ausgebildete Grt-St-Glimmerschiefer über. Ausgeprägte Grt-St-Glimmerschiefer können auch im unteren Bereich des Tiefenbachs angetroffen werden. Es kann davon ausgegangen werden, dass diese sehr weichen Lithologien sowohl bei

der Entstehung der Massenbewegung bei Seduck als auch bei der Entstehung der mächtigen Quartär-Ablagerungen der Oberberger Mähder eine Rolle gespielt haben. Vermutlich wurden die Glimmerschiefer glazial bevorzugt ausgeräumt, wodurch im Bereich der Oberberger Mähder viel Platz entstand, welcher später verfüllt werden konnte. Nach Osten hin verschwinden sie im Talboden und unter der Massenbewegung der Seblasspitze.

Im Zentrum dieser Glimmerschiefer befindet sich ein mehrere Meter mächtiger Dyke. Ein zweiter Dyke zieht unmittelbar nördlich am Wildkopf vorbei. Das Gestein setzt sich aus Pl- und Ep-Kristallen in einer Ep-Matrix zusammen. Beide Gänge können nur kurz nach Osten verfolgt werden und verschwinden in der Massenbewegung oberhalb von Seduck. Vergleichbare Dykes wurden auch durch PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) als Diabase beschrieben und umfassend analysiert.

Entlang des Grates nach Osten zum Schwarzhorn gehen die Grt-St-Glimmerschiefer erneut in gebänderte Paragneise über, welche mit teilweise gut verfolgbaren Amphibolit-Zügen durchsetzt sind. Unterhalb der Hohen Schönen kann dann ein mächtiger, glimmerarmer Orthogneis-Zug angetroffen werden, der auch vom Gegenhang aus zu erkennen ist. Fsp zeigen Mc-Gitter sowie Entmischungsstrukturen. Darüber bzw. nach Osten hin folgen erneut gebänderte Paragneise, welche schließlich in nicht segregierte Paragneise übergehen.

Knapp westlich der Roten Wand sind erneut segregierte leukokrate Lagen in den Paragneisen anzutreffen, welche in Beziehung zu einem markanten, aber relativ geringmächtigen Orthogneis-Zug stehen, der im Bereich Rote Wand – Marchsäule – Sendersjöchl eine S-Falte nachzeichnet und sich nach Osten hin bis in den Haslerbach verfolgen lässt. Dieser Orthogneis-Zug zeigt eine signifikant andere Zusammensetzung als die feinkörnigen Orthogneise. Mit seinen teilweise cm-großen rosa Kalifeldspat-Augen erinnert er stark an den Bassler-Granitgneis und kann daher zur Glockturm-Suite gestellt werden. Nach Nordosten hin ist er durch Bändergneise eingerahmt. Weiter im Osten, unterhalb des Steinkogels befindet sich erneut ein 10er Meter mächtiger, feinkörniger Orthogneis-Zug. Auch dieser Zug kann bis in den Haslerbach verfolgt und möglicherweise mit dem Orthogneis am Kogel verbunden werden.

Unmittelbar im Gipfelbereich des Steinkogels kann eine 2–3 m dicke Amphibolit-Lage angetroffen werden, auf die unmittelbar ein weiterer, ca. 5 m mächtiger Orthogneis-Zug der Glockturm-Suite folgt. Auch diese Züge sind durch gebänderte Paragneise eingerahmt und werden im Osten durch das Brenner Mesozoikum überlagert. Es wäre allerdings naheliegend, dass der Glockturm-Suite-Zug aus jenem Orthogneis-Körper hervorgeht, der südlich der Starkenburger-Hütte oberhalb des Kogels aufgeschlossen ist.

Zwischen Steinkogel und Gamskogel nimmt der Anteil der leukokraten Lagen sukzessive ab. Unmittelbar im Gipfelbereich des Gamskogels kann ein weiterer, wenige Meter mächtiger Amphibolit-Zug beschrieben werden, der ebenfalls nach Osten hin unter dem Brenner Mesozoikum verschwindet. Nördlich davon werden die Paragneise nur durch ein geringmächtiges Quarzit-Band unterbrochen, das sich aber in Körnigkeit und Textur von den segregierten leukokraten Lagen und den feinkörnigen Orthogneisen unterscheidet.

Im Oberbergtal zeigt sich deutlich, dass das Kristallin im Ostteil des Stubaitals durch eine vulkanosedimentäre Abfolge von Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut wird, die durch mehrere lagige Orthogneis-Körper zweier unterschiedlicher Suiten sowie durch einen vermutlich deutlich jüngeren, bereits durch PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) untersuchten Dyke-Schwarm intrudiert wurden. Diese Intrusionen hatten deutliche Auswirkungen auf die Paragneise und führten zu Rekristallisation, Segregation und Kristallwachstum. Die Nachverfolgung der Orthogneis-Züge sowie einiger markanter Amphibolit-Züge ist der Schlüssel zum Verständnis der Zusammenhänge und der Struktur der kristallinen Gesteine in diesem Gebiet. Dabei muss beachtet werden, dass sich die Verläufe der Orthogneis- und Amphibolit-Züge auch diskordant zueinander verhalten können. Während die Amphibolit-Züge die ursprüngliche sedimentäre Schichtung nachzeichnen sollten, können die Orthogneis-Züge davon auch abweichen obgleich dies noch nicht beobachtet wurde. Eine Ausnahme bildet der Dykeschwarm, der nur wenige Anzeichen für duktile Deformation zeigt und das gesamte Gebiet relativ diskordant durchschlägt.

Lithodemische Einteilung der Gesteine

Paragneise und Amphibolite

Da das lithodemische Konzept für die Paragneise bereits mehrfach überarbeitet und verworfen wurde, werden im Folgenden einige kartierte Einheiten nicht im Sinne lithodemischer Einheiten mit Ortsbezeichnungen benannt. Außerdem wird auf eine Zusammenfassung der Paragneise und Amphibolite zu Komplexen verzichtet. In diesem Sinne wird auch der Brennerspitzen-Komplex, der von PALZER-KHOMENKO (2018) noch als Überbegriff für die meisten Paragneise gebraucht wurde, verworfen, da sich die Definition als ungeeignet erwiesen hat. Vielmehr scheint es aufgrund der neuen Daten sinnvoll, die Orthogneis-Körper als eigenständige Suiten strikt von den Paragneisen zu trennen. Die im folgenden beschriebenen Paragneis-Einheiten und Amphibolit-Züge können nach derzeitigem Stand zu einem gemeinsamen Komplex zusammengefasst werden, der aus einer vulkanosedimentären Abfolge hervorgegangen ist.

Sommerwand-Lithodem

Auch im vorliegenden Kartierungsgebiet hat sich gezeigt, dass der Bassler-Granitgneis durch einen Rahmen aus Bt-Schiefern und Amphiboliten umgeben wird. Daher kann die Einheit im Sinne von PALZER-KHOMENKO (2018) weiterhin angewendet werden. Es muss jedoch hinterfragt werden, ob es sinnvoll ist, diese Einheit wie bisher von den übrigen Amphiboliten und Paragneisen der vulkanosedimentären Abfolge auf Komplex-Ebene abzugrenzen. Es muss wohl viel eher davon ausgegangen werden, dass auch das Sommerwand-Lithodem dieser Abfolge und damit demselben Komplex angehört.

Villerspitzen-Amphibolit

Neben dem Sommerwand-Lithodem lässt sich auch der mächtige Amphibolit-Zug der Villerspitze gut verfolgen und auskartieren. Da der Arbeitsbegriff des Villergruben-Lithodems (PALZER-KHOMENKO, 2017) durch die Zusammenfüh-

rung mit den gebänderten Paragneisen obsolet geworden ist, kann die Villerspitze erneut, und wesentlich passender, Namensgeber für einen Arbeitsbegriff sein. Die Villerspitze bietet die besten Aufschlüsse und stellt den markantesten geografischen Punkt dieses Amphibolit-Zuges dar, weshalb der Arbeitsbegriff Villerspitzen-Amphibolit gewählt wird. Der Amphibolit-Zug ist stellenweise mehrere hundert Meter mächtig und umfasst feinkörnige Amphibolite, eng gebankte mafische Kalksilikate sowie mafische Bt-Gneise. Es wurden auch Rollstücke von Grt-Amphibolit gefunden. Von der Villerspitze kommend ziehen die Amphibolite die Grawawand entlang zur Schalderspitze, wo sie in Stufen an der Schrimmennieder-Störung (Palzer, 2015) dextral nach Süden versetzt werden. Nordwestlich der Stöcklenalm kann der Amphibolit-Zug wieder angetroffen werden, ehe er auf die Südflanke des Tals wechselt und dort in mehreren großen Falten gut verfolgbar nach Nordwesten hin verläuft und im Bereich der Massenbewegung von der Seblasspitze mit dem Talboden verschneidet.

Amphibolite

Die zahlreichen kleineren Amphibolit-Züge abseits des Sommerwand-Lithodems und des Villenspitzen-Amphibolits werden nicht als eigenständige Einheiten ausgeschieden, sondern als Amphibolite zusammengefasst. Es handelt sich um geringmächtige Basalte oder Tuffe innerhalb der vulkanosedimentären Abfolge, wobei lokal durchaus mehrere 10er Meter mächtige Lagen auftreten. Eine markante Abfolge von mehreren Amphibolit-Zügen gefolgt von einem Orthogneis der Kogl-Forchach-Suite kann zwischen Wildkopfscharte und Hohe Schöne beobachtet werden. Eine vergleichbare Situation findet sich zwischen Seebach und Haslerbach nahe dem Treiserhof. Es könnte hier möglicherweise von einem nachverfolgbaren Treiser-Amphibolit gesprochen werden, wobei weite Teile leider durch das mächtige Quartär der Oberberger Mähder verdeckt werden.

Gebänderte Paragneise

Die gebänderten Paragneise, welche die weiter unten beschriebenen Orthogneiskörper der Kogl-Forchach-Suite und Glockturm-Suite umgeben, werden als eigenständige Einheit ausgeschieden. Da Fsp-Blasten sowie große St- und Grt-Kristalle überall in den Paragneisen angetroffen werden können, ist die Wechsellagerung zwischen leukokraten und schiefrigen Lagen als entscheidendes Erkennungsmerkmal anzusehen. Die gebänderten Paragneise umfassen damit alle segregierten Paragneise und werden zumeist als Rahmen der Orthogneis-Körper angetroffen. Die schiefrigen Lagen selbst lassen sich kaum von den Paragneisen und Glimmerschiefern unterscheiden.

Paragneise

Die Paragneise bilden gemeinsam mit den gebänderten Paragneisen die Hauptmasse der Gesteine. Überall, wo sie von magmatischen Gesteinen durchschlagen werden, hat sich ihre Zusammensetzung und ihr Erscheinungsbild durch das Wachstum großer Grt- und St-Kristalle sowie Pl-Blasten und Segregation deutlich gewandelt, während jene Bereiche, die sich weiter entfernt von magmatischen Körpern befanden, das ursprüngliche Erscheinungsbild bewahren konnten. Die Übergänge zu den gebänderten Paragneisen sowie zum Grt-St-Glimmerschiefer sind fließend, wobei das Fehlen leukokrater Lagen ein hervorragendes Kriterium zur Abgrenzung zu den gebänderten Paragneisen darstellt.

Grt-St-Glimmerschiefer

Diese sehr ansehnlichen Gesteine können aufgrund des großen Anteils an cm-großen St- und Grt-Kristallen von den Paragneisen abgetrennt werden. Die Übergänge sind fließend und es muss beachtet werden, dass auch kleinere Lagen von Grt-St-Glimmerschiefer innerhalb der Paragneise auftreten können. Eine scharfe Abgrenzung ist daher nicht möglich, jedoch können Bereiche mit hohem Grt-St-Glimmerschiefer-Anteil von den weniger schiefrigen und Grt- und St-ärmeren Paragneisen sinnvoll unterschieden werden. Sie unterscheiden sich ebenso wie die Paragneise von den gebänderten Paragneisen durch das Fehlen leukokrater Lagen. Die besten Aufschlüsse befinden sich im Wilden Grübl. Im Talbereich können diese Gesteine in den unteren Bereichen des Tiefenbachs angetroffen werden.

Glockturm-Suite

Bassler-Granitgneis

Der Bassler-Granitgneis wird im Folgenden im Sinne von Palzer-Khomenko (2018) verwendet. In Bezug auf Reiser (2018) wird der Bassler-Granitgneis den „Klasse-3 Orthogneiskörpern“ zugerechnet, wobei der konkrete Körper des Bassler-Granitgneises nicht mit jenen Körpern weiter im Osten verbunden werden kann. Im Kartierungsgebiet beschränkt sich der Bassler-Granitgneis auf die hintersten Bereiche der kleinen Stöcklengrube rund um die Kerrachspitze. Ansichten vom nördlichen Gegenhang lassen vermuten, dass ein schmales Band des Rahmengesteins westlich der Kerrachspitze zwischen Orthogneisen eingeklemmt ist. Die vielen Parasitärfalten, die der Kontakt nachzeichnet, deuten darauf hin, dass großmaßstäbliche Verfaltungen für diese Situation verantwortlich sind. Diese Beobachtungen decken sich auch mit Erkenntnissen aus der Kerrachgrube. Leider sind diese Gipfelbereiche nur sehr schwer zugänglich, weshalb diese Situation bisher nur aus der Ferne betrachtet werden konnte.

Weitere Orthogneise der Glockturm-Suite

Die kleineren Orthogneis-Züge auf der Nordseite des Tals stellen mit einiger Sicherheit die westwärtige Fortsetzung der von Reiser (2018) beschriebenen „Orthogneiskörper Klasse 3“ dar und können ebenso wie der Bassler-Granitgneis, zumindest nach den makroskopischen Merkmalen, der Glockturm-Suite zugeschlagen werden. Aufgrund dieser Tatsache und ihrer geringen Mächtigkeit werden sie allgemein als Glockturm-Suite ausgeschieden. Eine genauere lithodemische Benennung und Definition sollte im Bereich der Hauptkörper weiter südöstlich vorgenommen werden und bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten. Der südlichere Zug kann beginnend am Aufschluss auf der alten Straße zum Forchach-Hof beinahe durchgehend verfolgt werden und setzt sich von dort westwärts bis in den Haslerbach und weiter westwärts bis zur Marchsäule und Roten Wand fort. Der nördliche Zug verschwindet unter dem Brenner Mesozoikum. Die Abfolge der Orthogneis-Züge legt jedoch nahe, dass er mit dem Orthogneis-Körper zwischen Kogel und Starkenburger Hütte in Beziehung gesetzt werden kann.

Kogl-Forchach-Suite

Die feinkörnigen Orthogneis-Körper, die nicht der Glockturm-Suite zugerechnet werden können, werden unter dem Arbeitsbegriff Kogl-Forchach-Suite zusammengefasst. Sie entsprechen den Orthogneisen Klasse 1 (Bt-Granitgneis) nach Reiser (2018) und die besten Aufschlüsse befinden sich am Kogel unterhalb der Starkenburger Hütte. Die Orthogneise werden durch die gebänderten Paragneise eingerahmt, deren leukokrate Lagen den Orthogneisen stark ähneln.

Schafgrübler-Orthogneis

Als eigenständiger Orthogneis-Körper innerhalb dieser Suite wird der Schafgrübler-Orthogneis ausgeschieden, welcher bereits in Palzer-Khomenko (2017, 2018) zuerst als Paragneis (Schafgrübler Lithodem), danach als lagig den Paragneis durchörternder Orthogneis des Brennerspitzen-Komplexes definiert wurde. Inzwischen hat sich gezeigt, dass es einen eher homogenen Orthogneis-Körper im Zentrum gibt, der durch die gebänderten Paragneise eingerahmt wird. Der Schafgrübler Orthogneis wird somit auf einen kartierbaren, feinkörnigen, homogenen Orthogneis-Zug der Kogl-Forchach-Suite, der vom Schafgrübler kommend über die Mittergratspitze bis in die Kohlgrube und zur Seblasspitze verfolgt werden kann, reduziert.

Oberbergtal-Dykeschwarm

Die verschiedenen Dykes, die im gesamten Oberbergtal unter anderem in der oberen Rinnengrube, auf der Brennerspitze, in der kleinen Stöcklengrube, im Wilden Grübl und am Wildkopf aufgeschlossen sind und bereits in Palzer-Khomenko (2018) beschrieben wurden, werden als Oberberger Dykeschwarm zusammengefasst. Sie durchschlugen das Kristallin diskordant und können daher als post-variszisch angesehen werden. Purtscheller & Rammlmair (1982) konnten die eoalpidische Metamorphose nachweisen, womit auch ein prä-alpidisches Alter nachgewiesen ist.

Strukturen

Faltenbildung

Das Kartierungsgebiet ist von komplexer Faltenbildung betroffen. Krenulationslineation und Faltenachsen zeigen in den verschiedenen Gebieten weitestgehend dieselben Orientierungen. Am homogensten waren die Messungen im Bereich des Wilden Grübels, wo leicht NE bis ENE einfallende Werte gemessen wurden. Ähnliche Werte, wenn auch etwas unbeständiger, konnten im Bereich der Stöcklengruben gemessen werden. Auf Höhe der Holderlochalm orografisch rechts des Oberbergbaches drehen die gemessenen Faltenachsen auf bis zu 50° einfallend nach E bis ESE. In diesen Bereichen unterhalb der Malgrube sind auch eine besonders intensive Krenulation sowie ausgeprägte S-Falten zu beobachten. Auch die gemessene Foliation wechselt in diesem Bereich ihre Orientierung. Es ist daher von einem Faltenkern in diesem Bereich auszugehen, wobei die Faltenachse der Großfaltenstruktur steil nach SE einfallen dürfte. Der relativ gut nachverfolgbare Villerspitzen-Amphibolit stützt diese Schlussfolgerung ebenfalls.

Ausgeprägte Krenulation sowie S-Falten konnten auch in den Felswänden oberhalb der Oberberger Mähder angetroffen werden. Die gemessenen Foliationswerte schwanken von Südost bis Nord, wobei ost-einfallende Werte dominieren. Faltenachsen und Krenulationslineationen fallen flach und konstant nach Nordosten ein. Dasselbe gilt für Messungen am Fuße der Roten Wand. In Richtung Sendersjöchl werden die gemessenen Faltenachsen sehr unbeständig. Hier im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand lässt sich anhand des Orthogneis-Zuges der Glockturm-Suite eine mehrere 100 m große S-Falte nachvollziehen. Der Orthogneis zieht zunächst von Osten kommend ESE–WNW streichend über den Grat in das Senderstal, wo er dann nach Südwesten die Marchsäule hinaufzieht und von dort nach Süden zwischen Sendersjöchl und Rote Wand in Falllinie den Höhenweg kreuzt. Am Fuße der Roten Wand taucht dann mutmaßlich dasselbe Orthogneis-Band wieder auf und kann in Richtung WNW hangaufwärts verfolgt werden. Westlich dieser Faltenstruktur (westlich der Roten Wand) sowie östlich davon (östlich des Senderjöchls entlang des Grats) wurden überwiegend mittelsteil NE-einfallende Foliationen gemessen. Im Bereich des Sendersjöchls dreht das Einfallen der primären Foliation auf Nord und zwischen Sendersjöchl und Rote Wand konnte eine steil ENE–E fallende Foliation festgestellt werden. Zwischen Sendersjöchl und Marchsäule besteht neben der primären, verfalteten Foliation noch eine Faltenachsenebenenschieferung, welche steil nach Nordosten einfällt.

Rund um den Steinkogel und Gamskogel fallen Faltenachsen und Krenulationslineationen zumeist sehr flach nach ESE, teilweise auch sehr flach WNW–NW ein. Ausgeprägte Faltenbildung konnte in diesem Bereich nicht erkannt werden. Die gemessenen Foliationen fallen allesamt konstant mittelsteil nach NNE ein. Unbeständigere Messwerte können erst wieder in Richtung des Hohen Burgstalls bemerkt werden. Am Rücken zwischen Seebach und Haslerbach zeichnen die verschiedenen lithologischen Lagen Falten im 10er Meter-Bereich nach. In Richtung des Haslerbaches dreht die überwiegend nach Nordosten einfallende Foliation in eine steil einfallende NNE–SSW streichende Orientierung. Im Haslerbach und am Hangfuß zwischen Haslerbach und Seebach zeigen die Gesteine eine sehr starke, steilstehende Foliation, die auf eine NNE–SSW streichende Mylonitzone hindeutet. Die Foliationen östlich und westlich biegen deutlich in diese Mylonitzone ein. Östlich der Mylonitzone zwischen Starkenburger Hütte und Kogl drehen die gemessenen Foliationen nach Osten hin in eine N–NNW fallende Orientierung.

Aus den gemessenen Foliationen und Faltenachsen sowie dem Verlauf markanter lithologischer Züge lässt sich ableiten, dass die überwiegend NNE–NE orientierte Foliation an verschiedenen Stellen in 10er bis 100er Meter große S-Falten gelegt ist. In diesen Bereichen treten ausführliche Krenulationen sowie eine zweite NW–W fallende Foliation auf. Am besten kann eine solche S-Falte im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand nachverfolgt werden. Allerdings dürfte sich auch in bzw. unterhalb der Malgrube eine solche S-Falte befinden, wobei der Nordost-Teil bereits durch die Massenbewegung verdeckt wird. Diese S-Falte setzt sich am nördlichen Talhang Richtung Seducker-Hochalm, soweit beobachtbar, nicht fort. Die S-Falte der Marchsäule ist nach Südosten hin durch die mächti-

gen Quartärablagerungen der Oberberger Mähder und am gegenüberliegenden Hang durch die große Massenbewegung bei der Brennerspitze verdeckt.

Mylonitzone des Haslerbaches

Im Haslerbach wurden die Gesteine von einer intensiven Deformation erfasst und weisen eine sehr ausgeprägte Foliation auf. Metergroße Falten verkomplizieren das Bild und lassen die Messwerte unregelmäßig erscheinen, wobei eine steilstehende NNE–SSW streichende Foliation dominiert. Sowohl nach Osten als auch nach Westen liegen bereits nach 100 Metern andere Messwerte vor. Innerhalb des Haslerbaches verliert sich auch die Spur der sowohl östlich als auch westlich gut verfolgbaren Orthogneiszüge. Soweit beobachtbar, sind diese Lagen im Haslerbach stark ausgedünnt und werden parallel zur dominierenden Foliation duktil dextral knapp 1 km nach SSW versetzt. Nach Norden hin verschwindet die Mylonitzone unter dem Brenner-Mesozoikum. Nach Süden hin wird sie durch die mächtige Massenbewegung rund um die Seblasspitze verwischt. In der direkten Verlängerung befindet sich im Süden die markante Matzelehnergisse, die auch einen lithologischen Wechsel markiert. Die Mylonitzone des Haslerbaches könnte auch die initiale Schwächezone darstellen, die später zur Ausbildung der gewaltigen Massenbewegung rund um die Seblasspitze führte. Auf der Südseite des Stubaitals, östlich des Habicht, befindet sich die morphologisch sehr auffällige Innere Mischbachgrube. Es scheint daher möglich, dass sich die Mylonitzone des Haslerbaches weit nach Süden verfolgen lässt und auch einen markanten dextralen Versatz aller Gesteinszüge bewirkt.

Kontakt zum Brenner Mesozoikums

Die Gesteine des Ötztalkristallins werden in Richtung des Brenner Mesozoikums zunehmend grünschieferfaziell überprägt. Mit zunehmender Überprägung lassen sich die verschiedenen Gesteinszüge immer weniger verfolgen und die primären Strukturen verschwinden nach und nach. Vom Seejöchl kommend sinkt der Kontakt immer tiefer, bis er zum Hohen Burgstall hin wieder ansteigt und auf dem Rücken zwischen Seebach und Haslerbach einen weiteren Höchstpunkt erreicht, bevor er zur Starkenburger Hütte wieder stark an Höhe verliert. Bei diesem markanten Rücken kann auch eine 10er Meter mächtige Falte beobachtet werden, die zu einer Schichtverdoppelung führt und eine lokale Überlagerung des Brenner Mesozoikums durch das Kristallingestein verursacht. Die gut kartierbare und beim Blick vom Seejöchl Richtung Hoher Burgstall auch gut erkennbare, bereits von SANDER (1915) beschriebene und skizzierte Verfaltung deutet zusammen mit der grünschieferfaziellen Überprägung des Kristallingesteins auf den par-autochthonen Charakter des Brennermesozoikums hin. Mittelsteil ESE-einfallende Scherbänder, die im gesamten Kartierungsgebiet gemessen wurden, könnten zu dieser Bewegung des Brenner Mesozoikums gehören.

Sprödtektonik

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur wenige sprödtektonische Strukturen beobachtet werden. Eine kleinere, auch morphologisch verfolgbare Störung konnte in der äußeren Stöcklengrube anhand einer großen Harnischfläche mit einer NNE–SSW streichenden Orientierung gemessen werden. Diese Störung lässt sich möglicherweise bis in die Kerrachgrube verfolgen. Mehrere ENE–WSW streichende Harnischflächen deuten auf spröde Brüche parallel zum Oberbergtal hin, wobei kein deutlich ausgebildeter Störungsbereich erkannt werden konnte. N–S streichende Harnischflächen konnten nahe dem Seebach am Hangfuß gemessen werden. Insgesamt scheinen spröde Strukturen im Kartierungsgebiet keine relevante Rolle einzunehmen.

Quartär

Die im folgenden verwendeten quartärgeologischen Begriffe folgen den Definitionen von STEINBICHLER et al. (2019). Der Nordhang des Oberbergtals wird westlich des Tiefenbachs durch eine mächtige Gleitmasse geprägt. Die Doppelgratbildung rund um die „Hohe Schöne“ zeugt von diskreten Gleitflächen, an denen sich die Bewegung lokalisiert hat. Besonders im nordöstlichen Bereich der Gleitmasse kann eine ausgeprägte Zerrgrabenbildung beobachtet werden, anhand derer auch abgeschätzt werden kann, wie weit nach Westen hin der Hang durch die Massenbewegung erfasst wurde. Im Osten wird sie durch den sehr markanten, tief eingeschnittenen Tiefenbach begrenzt, welcher in den oberen Bereichen in eine mächtige Abrisskante übergeht. In den oberen Bereichen des Hanges ist der Felsverband weitestgehend erhalten geblieben. Weitaus chaotischer, aber immer noch teilweise im Verband sind die Aufschlussverhältnisse im westlichen unteren Hangbereich. Der südöstliche Hangbereich oberhalb von Seduck unterscheidet sich charakterlich von den übrigen Bereichen der Gleitmasse. Hier kam es zu einer chaotischen Durchmischung und einer zumindest oberflächlichen vollständigen Auflösung des Felsverbandes. Diskrete Bewegungsflächen, obgleich sie in der Tiefe vorliegen mögen, sind oberflächlich nicht mehr zu erkennen. Es ist daher in dem Bereich zwischen Tiefenbach und dem unbenannten Graben ca. 1 km westlich von einer Fließmasse zu sprechen. In den obersten Bereichen wird diese Fließmasse durch einen kleinen Blockgletscher und Moränenablagerungen überlagert. Eine zeitliche Einordnung dieser glazialen Ablagerungen könnte einen Hinweis auf den Zeitpunkt der Gleitung geben.

Unterhalb des Schaldersgrübls deuten mehrere gestaffelte Zerrgräben auf Kriechbewegungen im Hang hin. Eine umfassende Massenbewegung hat sich in diesen Bereichen aber noch nicht ausgebildet. Allerdings sind große Teile des Festgesteins im Schaldersgrübl und im Wilden Grübl stark aufgelockert. Kleinere Massenbewegungen befinden sich auch unterhalb der Wildkopfscharte, oberhalb der Oberberger Mähder, und an der orografisch rechten Flanke des Seebaches.

Östlich des Tiefenbaches befinden sich ungewöhnlich mächtige Quartärkörper. Die Mächtigkeit sowie geschichtete, gut sortierte Sedimente in Aufschlüssen weisen darauf hin, dass es sich um Terrassenkörper handeln muss. Es ist anzunehmen, dass in der Eiszerfallsphase der Bereich der Oberen Mähder aufgrund ihrer Südausrichtung besonders exponiert gegenüber der Sonneneinstrahlung waren und damit hier die Gletscherzunge besonders schnell abschmelzen konnte. Der entstehende Zwickel wurde sukzessive mit Sedimenten verfüllt, was zu den mächtigen Ablagerungen führte, die dort vorgefunden werden können.

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur einige wenige, relativ kleine End- und Seitenmoränenablagerungen angetroffen werden. Im Schaldersgrübl, südwestlich der Seducker-Hochalm entlang des Höhenweges, am Top der Fließmasse westlich des Tiefenbaches, am Seebach unterhalb der Seealm, in nördlicher Fortsetzung des Platzenkopfs, sowie im Ausgang der Äußeren Stöcklengrube zeugen kleinere Moränenwälle von der Ausdehnung der Gletscher mutmaßlich während des Egesen Stadials. Im Talboden des Oberbergtals konnten im Ausgangsbereich der Kleinen Stöcklengrube Wälle angetroffen werden, die den Endpunkt einer Gletscherzunge aus der Kleinen Stöcklengrube markieren könnten. Es hat den Anschein, als wäre nach dem Rückzug des Hauptgletschers der lokale Gletscher vorgestoßen und hätte sich in die zurückgebliebene Grundmoräne gepresst. 1,2 km weiter talauswärts auf der orografisch linken Seite befindet sich ein Moränenwall, der vermutlich einem Egesen-Stand des Hauptgletschers zugeordnet werden kann. Im Ausgangsbereich des Seebaches befinden sich an beiden Seiten morphologisch auffällige Wälle aus Diamikt. Ob es sich hier tatsächlich um End- und Seitenmoränenwälle handelt, oder ob diese Wälle auf beiderseitige Erosion zurückzuführen sind, kann genauso wenig entschieden werden, wie die Frage, ob diese Wälle dem Hauptgletscher oder einem von der Seealm kommenden Gletscher zugeordnet werden müssen.

Im unteren Bereich der kleinen Stöcklengrube befinden sich mehrere, gestaffelte Wallformen. Orientierung und Verlauf der Wälle deuten nicht auf einen glazigenen Ursprung hin. Es handelt sich viel eher um ein ehemaliges Abflusssystem des sich zurückziehenden Egesen-Gletschers in der kleinen Stöcklengrube.

Viel zahlreicher als Moränenwälle sind Blockgletscherablagerungen. Ansehnliche Systeme konnten in den Stöcklengruben, in der Schaldersgrube, im wilden Grübl, nahe der Seducker Hochalm, unterhalb der Hohen Schönen und mehrere besonders schöne Systeme im Bereich der Seealm angetroffen werden. Auch nördlich des Oberbergtals, im Fotschertal zwischen Wildkopf und Wildkopfscharte, und im Senderstal im Bereich der Schwarzen Wand und des Steinkogels wurden Blockgletschersysteme verzeichnet. In der kleinen Stöcklengrube verursachen die Blockgletscher eine verwirrende Situation, da sie große Blöcke des Bassler-Granitgneises weit nach Norden verfrachten, wo sie über eine Felswand in die Äußere Stöcklengrube stürzen und in einem Bereich südlich des Kühsteins, weit entfernt von den Aufschlüssen des Bassler-Granitgneises zum Liegen kommen. Es wurden daher diese Ablagerungen, obwohl sie genetisch gesehen durch einen Sturzprozess zustande kamen, als Teil des Blockgletschers kartiert, um den Zusammenhang und die Transportgeschichte dieser Ablagerungen verständlicher zu machen. Eine ähnliche Situation besteht auch im Bereich der Felswand, welche die Äußere Stöcklengrube in einen westlichen und östlichen Teil trennt. Dort stürzen große Blöcke von der südwestlichen Seite über die Felswand auf die nordöstliche Seite hinab und auch hier ist ein deutlicher lithologischer Kontrast zu bemerken.

Der Talboden wird ab Seduck talauswärts durch einen periodisch sehr stark fließenden und geschiebereichen Wildbach geformt. Das Geschiebe stammt überwiegend aus dem Tiefenbach, wo der stark aufgelockerte Felsen und das Lockermaterial an den Seiten eine beständige Quelle von Muren darstellen. Auch aus den kleineren Bächen, die sich von den Oberberger Mähder kommend, tief in die mächtigen Eisrandterrassen eingeschnitten haben, wird viel Sediment antransportiert. Das meiste Sediment kommt im Auffangbecken ein paar hundert Meter unterhalb des Bärenbades zur Ablagerung.

Literatur

Hammer, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Klötzli-Chowanetz, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 270–273, Wien.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – American Mineralogist, **68**, 277–279, Washington, D.C.

Palzer, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystalline between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubaier Alpen, Tyrol. – Aufnahmsbericht, 17 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

Palzer-Khomenko, M. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiete der Franz Senn Hütte auf Blatt 147 Axams (GK UTM Neustift im Stubaital). – Aufnahmsbericht, 6 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19495-RA/147/2017]

Palzer-Khomenko, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin östlich der Brennerspitze auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 401–406, Wien.

Purtscheller, F. & Rammlmair, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, **29**, 205–221, Wien.

Reiser, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 159–161, Wien.

Sander, B. (1915): Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I: Kalkkögel. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1915**, 140–148, Wien.

Schmidegg, O. (1939): Ranaltwerk (Stubaiergruppe) – Bemerkungen zu den Geologischen Profilen und Karte. – Aufnahmsbericht, 2 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00630-RA/147/1939]

Schmidegg, O. (1944): Geologisches Gutachten für den Stollen und die Rohrtrasse Obernberg-Milders, Stubaier Kraftwerke der Deutschen Reichsbahn. – Bericht, 11 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00428-R]

Steinbichler, M., Reitner, J.M., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Blatt NL 33-04-03 Lienz

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Kolmitzen auf Blatt NL 33-04-03 Lienz

Michael Lotter

Auf Basis der geologischen Karte der Sadnig-Gruppe 1:50.000 (Fuchs & Linner, 2005) und dieser zu Grunde liegende Kartierungen im Maßstab 1:10.000 von Manfred Linner in den Jahren 1989 bis 1991 wurde im Sommer 2019 im Hochtal des Kolmitzenbaches eine Aufnahme darin ausgewiesener wie auch zusätzlich identifizierter Areale mit gravitativen Massenbewegungen durchgeführt. Ergänzend standen die Geländeaufnahmen von Jürgen Reitner zu quartären Ablagerungen in der Kolmitzen aus dem Jahr 2013 zur Verfügung. Die Überprüfung zwei noch ausstehender Areale ist für Sommer 2020 vorgesehen.

Die untersuchten Massenbewegungen befinden sich in metamorphen Gesteinen des oberostalpinen Prijakt-Polinik-Komplexes (Koralpe-Wölz-Deckensystem) und des vermutlich unterostalpinen Melenkopf-Komplexes. Weit verbreitet und teilweise auch mitinvolviert sind Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerungen sowie vermutlich Gschnitz-stadiale End- und Seitenmoränenablagerungen.

Nomenklatorisch folgt die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse der von Steinbichler et al. (2019) vorgeschlagenen Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (Zangerl et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

Massenbewegungen in der Ostflanke des Grollerkopfs

Die Nordost-Flanke des Grollerkopfs (2.420 m) wird im Wesentlichen aus hochmetamorphen, sehr kompetenten Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplexes aufgebaut. Die prägende Schieferung fällt überwiegend flach bis mittelsteil in südwestliche Richtung, also in den Hang ein, so dass sich grundsätzlich eine sehr stabile Hangkonstellation ergibt. Ebenso sind im Überblick keine anderen signifikanten Trennflächen erkennbar, die hangauswärts bis parallel zur Hangexposition einfallend als potenzielle Gleitflächen prädestiniert wären.

Dennoch hat sich an dieser Hangflanke eine vermutlich bereits im Würm-Spätglazial angelegte, etwa 350 Höhenmeter umfassende tiefgreifende Hangdeformation entwickelt, die vom Gipfel (Abrisskante, Zerrgräben) bis zum Karboden der Zlonigalm (1.952 m) herabreicht. Dort ist der Stirnbereich dieser Massenbewegung über die unteren 100 Höhenmeter deutlich versteilt, so dass sich der Eindruck eines „Auflaufens“ beziehungsweise einer „Stauchung“ der bewegten Masse über eine dort verlaufende Geländestufe aus anstehenden Paragneisen ergibt. Da die eintägige Geländeaufnahme durch Regen und Nebel beeinträchtigt war, konnte nur dieser Stirnbereich vor Ort näher erkundet werden. Die Paragneise zeigen sich am talseitigen Rand der Massenbewegung nur mehr im stark aufgelockerten bis reliktischen Verband. An der Geländeoberfläche ist überwiegend loses bis „geordnetes“ Blockwerk mit noch erkennbaren Trennflächenkontakten ausgebildet, so dass sich der erhaltene Felsverband in erster Linie über die morphologischen Geländestufen (Felsschollen) ableiten lässt. Der Oberhang der Massenbewegung konnte an den Folgetagen der Begehung noch genauer aus dem Gegenhang studiert werden, zusätzlich wurde auch das digitale Geländemodell (Laserscan-Hillshade) ausgewertet. Demnach ergibt sich das Gesamtbild einer insgesamt zwar stark aufgelockerten, aber noch zusammenhängenden und in gutem Felsverband befindlichen Masse, die über die gesamte Hangflanke nur einige Zehnermeter disloziert wurde. Die durchgehende Ausbildung diskreter Bewegungsflächen, respektive Gleitflächen (Prozess „Gleiten“) im Untergrund der Massenbewegung, erscheint bei dieser initial entwickelten Hanginstabilität unwahrscheinlich, so dass die Prozesscharakteristik eher als sehr langsames Fließen im Festgestein (Bereich eines langsamen Fließens, „Kriechhang“) einzugrenzen und bereits seit langer Zeit als inaktiv einzustufen ist.

Unterhalb des östlichsten Stirnbereichs fällt im Übergang zur Verflachung des Karbodens ein als Hangleiste hervortretender, SSW–NNE verlaufender und rund 100 m langer Geländerücken auf, der als Wallform einer blockigen, spätglazialen End- und Seitenmoränenablagerung interpretiert wird. Der Rand der Massenbewegung wirkt an diesen Rücken angelagert, was auf deren Aktivität nach Bildung der möglicherweise Gschnitz-zeitlichen Moränenablagerung hinweisen würde. Wiederum östlich davon schließt sich ein weit in den Karboden hineinreichender Murkegel an, der getrennt von der Massenbewegung aus einer Rinne des Kamms östlich Grollerkopf kommt.

An der talseitigen nördlichen Ecke der Massenbewegung hat sich aus dem Stirnbereich der noch im Verband erhaltenen Paragneise eine Fließmasse (Lockermaterial) entwickelt, die als Schuttstromablagerung zu charakterisieren ist und demnach eine lithogenetische Sedimentneubildung darstellt. Deren Nordwest-Rand ist wiederum durch den Wasserabfluss aus dem oberhalb herabreichenden Randgraben von Murgängen umgearbeitet worden. Südöstlich des unteren Endes der Schuttstromablagerung befindet sich eine kleinere Felssturzablagerung, die ihren Ursprung in der bereits erwähnten Geländestufe des Karbodens südlich oberhalb hat.

Bergzerreißung Martischnigspitz

Bei dieser Bergzerreißung handelt es sich um einen auf circa 700 m (!) Länge durchgehend ausgebildeten, leicht geschwungen WSW–ENE verlaufenden, teils 50 bis 60 m breiten und bis zu 25 m tiefen, sehr markanten Zerrgraben. Parallel zum Gratverlauf greift er hinter den Gipfel des Martischnigspitzes (2.364 m) zurück, setzt diesen nach Südosten ab und bildet somit einen klassischen Doppelgrat. Lithologisch wird dieser Bereich nach Fuchs & Linner (2005) von grobkörnigen Paragneisen mit grobschuppigem Muskovit und Biotit sowie auffällig metablastischem Plagioklas dominiert. Die prägende Schieferung fällt flach nach WNW bis NW ein und wird somit für die S bis SE gerichtete Bewegung nicht verwendet. Auch laufen beide Enden des Zerrgrabens blind am Kamm aus, so dass sich daran nicht unmittelbar eine zusammenhängende und tiefgreifende Hangdeformation südlich des Kammes in das Mölltal anschließt. Allerdings sind auf der Südseite lokale und kleinräumigere Hanginstabilitäten nordwestlich der Granighütte und bei der Ebnerhütte entwickelt, die auf eine initiale Auflockerung des gesamten Kammbereichs hinweisen. Auf der Nordseite des Kammes im flachen Gelände der Törlböden finden sich beeindruckende Blockgletscherablagerungen, aber keine Hinweise auf Massenbewegungen, die mit dem Doppelgrat in Zusammenhang stehen könnten. Der sowohl im Gelände wie auch im digitalen Geländemodell (Laserscan-Hillshade) sehr scharfkantig wirkende Verlauf des Zerrgrabens wird nur teilweise von etwa parallel dazu orientierten Trennflächen vorgezeichnet. Vielmehr zeichnet sich eine mechanische Schwächezone durch die meist spitzwinkelige Verschneidung von relativ engständigen, steilstehenden Trennflächenscharen anderer Richtungen ab.

Massenbewegungen im Umfeld Hoher Wiftel – Ochsnerhütte

Im Gipfelbereich und am Sporn nordwestlich des Hohen Wiftel (2.524 m) ist der Felsverband in den dortigen Paragneisen des Melenkopf-Komplexes leicht aufgelockert, was sich auch in den mehr oder weniger deutlichen Zerrstrukturen mit Zerrgräben abbildet. Aufgrund deren Geometrie und Verlauf werden diese überwiegend als antithetische Brüche interpretiert, strukturgeologische Aufnahmen wurden dort jedoch nicht vorgenommen.

Etwa 500 bis 600 m südwestlich des Gipfels markiert ein Einschnitt mit Verflachung des Gratverlaufs auf rund 2.320 m Höhe nicht nur die NW–SE streichende spröddtektonische Störungszone zwischen Melenkopf-Komplex im Nordosten und Prijakt-Polinik-Komplex im Südwesten, sondern auch die Ausbildung von bereits in letzterer Einheit befindlicher Bergzerreißungsstrukturen. Diese bilden vom Grat hangabwärts nach SSE in die Kolmitzen eine maximal 200 m breite und ebenso weit herabreichende Staffel aus kleineren Abrisskanten und Zerrgräben, welche die Paragneise initial absetzen, ohne dass sich die geringe Dislozierung des leicht aufgelockerten Felsverbandes durchgehend diskret umgrenzen lässt. Dieser proximale Anteil der dort entwickelten Massenbewegungen wird daher als Bereich eines langsamen Fließens klassifiziert. Nach unten schließt sich daran eine Hangverebnung („Nackental“) an, die den Wechsel zu einem deutlich stärker dislozierten, maximal 600 m langen, bis zu 250 m breiten, aber nach der Geländemorphologie nur als 10 bis 20 m mächtig einzuschätzenden Gesteinspaket markiert. Dieses offensichtlich translativ abgeglittene Gesteinspaket ist als Bereich einer Gleitung, die bis auf eine Höhe von 2.000 m herabreicht, zu klassifizieren. Der einzige verwertbare Festgesteinsaufschluss befindet sich an der konvexen Steilstufe unterhalb der genannten Verebnung und zeigt einen gut erhaltenen, nur mäßig aufgelockerten Felsverband in den Paragneisen. Die flach in südwestliche Richtung einfallende prägende Schieferung streicht nahezu orthogonal aus dem SSE-exponierten Hang heraus und zeigt keine messbare Verstellung gegenüber den am Grat oberhalb anstehenden Gesteinen. Ebenso tragen damit die Schieferungsflächen kaum zu einem Zergleiten bei und die Kinematik der Massenbewegung bleibt, zumal die durchschnittliche Hangneigung in den grundsätzlich sehr stabilen Paragneisen nur etwa 25° beträgt, im Unklaren. Das Gelände vermittelt den Eindruck, als wäre ein dünner „Gesteinsteppich“ mit wenigen Zehnermetern Transportweite über den Hang abgeglitten. Eine Erklärung ist möglicherweise die Anlage der Massenbewegung beim Auftauen des Permafrost-Horizonts im Würm-Spätglazial.

Auf der Westseite des Hohen Wiftel (2.524 m), also bereits Richtung Asten exponiert, ist unmittelbar unter dem Gipfel eine Abrissnische mit einer deutlich dislozierten und abgrenzbaren, vermutlich überwiegend noch im Verband befindlichen Gesteinsmasse erkennbar. Diese Massenbewegung wurde bei der Geländebegehung lediglich en passant vom Grat aus einer Entfernung von etwa 200 bis 300 m eingesehen, so dass die abgrenzende Kartierung und kinematische Beurteilung hauptsächlich über das digitale Geländemodell (Laserscan-Hillshade) vorgenommen wurde. Demnach handelt es sich ziemlich sicher um den Bereich einer Gleitung in Paragneisen des Melenkopf-Komplexes, der immerhin mehr als 400 Höhenmeter umfasst und eine Transportweite der bewegten Gesteine von vermutlich 100 m aufweist.

Aus dem flachen Karboden östlich des Hohen Wiftel (2.524 m) und südlich des Stellenkopfs (2.590 m) hebt sich hangabwärts bis zur nordseitigen Trogschulter der Kolmitzen ein nach Süden bis Südosten gerichteter Felsrücken hervor, der bei westseitiger Annäherung zunächst durch die deutliche Auflockerung und Blockschuttbildung der dortigen Felsrippen aus Glimmerschiefern bis Paragneisen des Melenkopf-Komplexes auffällt. Nördlich davon wird der Rücken durch einen dazu orthogonal E–W streichenden Einschnitt zerteilt, der im Gelände als Zerrgraben angesprochen wurde. Die ergänzende Auswertung am digitalen Geländemodell (Laserscan-Hillshade) zeigt, dass dieser Einschnitt samt seiner Fortsetzung als relativ unauffällige Geländestufe östlich des Rückens eine steil südfallende Abrisskante mit initialer Absetzung der südlich davon gelegenen Felsnase darstellt. Die steileren Einhänge unter dieser Felsnase, gut erschlossen durch einen erst vor wenigen Jahren errichteten beziehungsweise verbreiterten Almweg, weisen jedoch keinerlei Anzeichen einer möglichen Hanginstabilität (z.B. Auflockerung des Felsverbandes, unruhige Geländeoberfläche, Hohlformen etc.) auf. Erst die genaue Betrachtung der Geländemorphologie im unteren Abschnitt der Felsnase, noch weit oberhalb des Almweges, offenbart zwei bis drei unscheinbare, den Rücken umlaufende Geländestufen, die ob ihrer Geo-

metrie antithetische Brüche nachzeichnen. Obwohl dort durch Auflockerung, Verwitterungsschutt und mangelnden Felsaufschlüssen nirgendwo direkt messbar, ist die initiale Absetzung und Auflockerung der praktisch in situ verbliebenen Gesteine ziemlich sicher an diesen in den Hang fallenden Bruchflächen durch abschiebende Bewegung kompensiert worden. Es ist zu vermuten, dass dies unter Verwendung der in diesem Bereich generell parallel dazu mittelsteil nach Norden fallenden prägenden Schieferung erfolgt ist. Im Kartenbild wird der gesamte Felsrücken von der Abrisskante im Nordabschnitt bis zur kompensierenden Ausprägung der antithetischen Bruchstrukturen im Süden daher als tiefgreifend aufgelockerter Fels dargestellt.

Östlich dieses Rückens und eines N–S verlaufenden Bachgrabens schließt sich ein weiterer Geländevorsprung an, der rund 200 Höhenmeter nordwestlich oberhalb der Ochsnerhütte (2.096 m) ebenfalls nach Süden in das steilere Gelände unterhalb der Trogschulter abbricht. Auch auf dieser Erhebung fallen sehr ansatzweise ausgebildete Zerrgräben auf, allerdings folgt hier hangabwärts unmittelbar an der konvexen Hangversteilung eine morphologisch deutlich ausgebildete Abrisskante mit anschließender Geländehohlform. Dennoch tritt an dieser Abrisskante aufgrund der Lockermaterialbedeckung aus Verwitterungsschutt kein Festgestein zutage, weshalb die Interpretation des vermutlich schon im Würm-Spätglazial abgelaufenen Prozessgeschehens ebenfalls nur anhand der Geländeformen erfolgen kann. Demnach schließt sich an die markante Ausbruchsnische mit einer typischen Geländeverflachung die gut umgrenzbare, im Felsverband verbliebene Gleitscholle an. Nach morphologischen Indizien ist sie etwa 300 m lang und rund 200 m breit und die Transportweite dürfte maximal 100 m betragen. Der Verbandserhalt im Bereich der Gleitung bestätigt sich an der Wegböschung des schon erwähnten Almweges 300 m westlich der Ochsnerhütte, jedoch müssen die dortigen Aufschlüsse ebenso wie eine mögliche Fortsetzung der Hanginstabilität weiter hangabwärts Richtung Kolmitzenbach erst noch bei einem weiteren Geländeaufenthalt untersucht werden.

Ausblick

Weitere Aufnahmen stehen somit im Hangabschnitt westlich der Ochsnerhütte bis herab zur Bacherhütte an, die auf einer auffälligen Seiten- und Endmoränenablagerung (Gschnitz?, mündliche Mitteilung Jürgen Reitner) errichtet ist. Abschließend sollten auch noch die offenkundigen Hanginstabilitäten im Süd- und Osthang des Firstl (2.522 m) aufgenommen werden, womit die Verifizierung von Massenbewegungen in der Kolmitzen nach derzeitigem Kenntnisstand abzuschließen wäre.

Literatur

Fuchs, G. & Linner, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**/3–4, 293–301, Wien.

Steinbichler, M., Reitner, J., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Zangerl, C., Prager, C., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G. & Schönlaub, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck/Bozen.

Blatt NL 33-04-04 Obervellach

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

Ralf Schuster

Der Bericht beschreibt die Kartierungsergebnisse aus dem Gnoppnitzbachtal in der südlichen Kreuzeckgruppe. Die nördliche Begrenzung des kartierten Bereichs erstreckt sich etwa von der Feldenerhütte (2.186 m Sh.) zum Kamm westlich der Seebachhöhe (2.479 m) und folgt dem Kamm bis zur Annaruhe (2.508 m). Vor hier läuft die östliche Begrenzung auf den westfallenden Hängen zumeist etwas unterhalb des Kammes, der gegen Süden über das Gnoppnitztörl (2.074 m) zum Dolzer (2.172 m) führt. Sie folgt weiter dem Rücken über das Gaugenschutzhaus (1.616 m) und von da aus mehr oder weniger gerade hangabwärts bis zum Talboden des Oberdrautales in ca. 600 m Seehöhe. Die westliche Begrenzung reicht von der Feldenerhütte zur Niedermülleralm (1.770 m), weiter den Hang aufwärts zum Schwarzenstein (2.264 m) und Nassfeldriegel (2.238 m) bis zur Emberger Alm (1.750 m) und von hier hangabwärts nach Greifenburg (ca. 640 m). In den unteren Hangbereichen des Oberdrautales ist die Kartierung noch lückenhaft, da noch nicht alle Forststraßen begangen wurden. Die vorliegende Kartierung grenzt an Aufnahmen von Ertl (1983, 1984a, b, 1986a, b, 1987), Putis et al. (1998), Krainer (1983a–c, 1984, 1985a, b, 1986a, b), Schuster & Schmidt (2000) und Griesmeier (2018a, b). Teilweise gibt es zu den älteren Aufnahmen größere Überlappungsbereiche, da für diese seinerzeit noch keine digitalen Höhenmodelle zur Verfügung standen und Anpassungen bei den Ausscheidungen der quartären Sedimente und Massenbewegungen notwendig waren.

In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Massenbewegungen. Abschließend finden sich Anmerkungen zu historischen Bergbauen.

Geologischer Überblick

Das gesamte kartierte Gebiet wird von der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke eingenommen, die dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem (Schmid et al., 2004) angehört. Es wird vom Strieden-Komplex (Hoke, 1990) und im Südosten zu geringem Teil auch durch den überlagernden Gaugen-Komplex aufgebaut. Im Bereich des Gnoppnitztörls (2.074 m) und im Kaserwiesel finden sich als permisch eingestufte Metasedimente (Putis et al., 1997; Schuster & Schuster, 2003).

Tiefere, amphibolitfazielle Anteile des Strieden-Komplexes finden sich nur an der Nordgrenze des Arbeitsgebietes entlang des Hauptkammes der Kreuzeckgruppe. Es handelt sich um deutlich retrograd überprägten Zweiglimmerschiefer, der ohne scharfe Grenze in den Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer des höheren Anteils (Typ Kleines Hochkreuz) übergeht. In beiden Typen von Glimmerschiefern finden sich Lagen von Amphibolit, Marmor und Quarzit, dazu kommen Grafitquarzit und heller Orthogneis, die nur im höheren Teil eingeschaltet sind. Der Amphibolit bildet Lagen, die in ihrer Mächtigkeit stark variieren, die bis weit über 100 m erreichen kann. Diese sind zum Teil weit verfolgbar und bauen viele der höchsten Berggipfel, wie beispielsweise den Stawipfel (2.514 m) oder den Schwarzenstein (2.264 m) auf. Marmor ist extrem selten und konnte im bearbeiteten Gebiet nur nördlich von Greifenburg angetroffen werden. Lagen von Quarzit und Grafitquarzit zeigen fließende Übergänge zu quarzitischen Glimmerschiefern. Sie sind im Allgemeinen nur wenige Meter mächtig und lassen sich im Einzelnen nicht weit verfolgen, sie sind aber in gewissen Zonen gehäuft vorhanden. Da die Quarzitlagen sicher den sedimentären Lagenbau nachzeichnen und die Zonen konkordant zu den Amphibolitlagen liegen, kann davon ausgegangen werden, dass die Amphibolite im Wesentlichen aus basischen Vulkaniten hervorgegangen sind. Auch leukokrater Orthogneis tritt als mehrere Kilometer weit verfolgbare Lagen in Verbindung mit bestimmten Amphibolitlagen auf. Das legt nahe, dass es sich um einen sauren Metavulkanit handelt. Ein grobkörniger, leukokrater Orthogneis ist als kleiner Körper im Bereich des Übelgrabens anstehend.

Bei der Grenzfläche zum überlagernden Gaugen-Komplex handelt es sich nach Schuster & Schuster (2003) in jedem Fall um eine prä-alpidische Deckengrenze und möglicherweise um eine permische Abschiebung. Der Gaugen-Komplex besteht aus Paragneis bis Glimmerschiefer mit einem Orthogneiskörper, welcher auf der Westseite unterhalb des Gipfels des Dolzer (2.172 m) herumzieht.

Die permischen Metasedimente des Gnoppnitztörls umfassen eine tektonisch zerscherte Abfolge mit Metakonglomerat, Metaarkose, Phyllit, Grafitschiefer bzw. Grafitquarzit, eisenschüssigem Karbonat und Serizitquarzit. Die Abfolge wurde von Schuster & Schuster (2003) als Scherling in einer negativen *flower structure* im Bereich der Leßnigbach-Scherzone (Griesmeier et al., 2018) interpretiert.

Außerdem finden sich vereinzelt Periadriatische Ganggesteine.

Lithologien

Im Folgenden werden die in den einzelnen Einheiten auftretenden Lithologien genauer beschrieben.

Strieden-Komplex

Der retrograde **Zweiglimmerschiefer** (Glimmerschiefer in Griesmeier, 2019) aus dem liegenden Anteil des Strieden-Komplexes bricht blockig und die Oberflächen sind durch Eisenhydroxide zumeist ocker oder rötlich gefärbt. Das Gestein enthält viele, intensiv verfaltete, grau gefärbte Quarzmobilisate. Neben Muskovit, Quarz, Biotit und Plagioklas sind Granat und sehr selten auch Staurolith vorhanden. Granat erreicht eine Größe bis 1 cm, ist jedoch immer wieder in Chlorit oder in Eisenoxide/-hydroxide umgewandelt (Aufschluss RS-19-181-085). Zumeist fand die Umwandlung unter statischen Bedingungen statt, sodass die ehemalige Kornform noch gut zu erkennen ist. Staurolith konnte auf der Seebachhöhe (2.479 m) angetroffen werden. In einer Lage sind zahlreiche, oft dicht aneinander liegende und etwas eingeregelte Staurolithsäulchen mit bis zu 1 cm Länge und 2 mm Durchmesser vorhanden (Aufschluss RS-19-181-114). Biotit ist zum Teil reichlich vorhanden und oftmals stark chloritisiert.

Ebenfalls im Gipfelbereich der Seebachhöhe ist ein im Zentimeter- bis wenige Dezimeter-Bereich gebankter, polygonal bis plattig brechender, gelblich anwitternder Quarzit vorhanden. Er ist sehr rein, im frischen Anschlag weiß gefärbt und etwas gebändert (Aufschluss RS-19-181-113). Dieser Quarzit bildet eine durch Störungen versetzte, mehr als 5 m mächtige Lage.

Der **Glimmerschiefer** bzw. **Granatglimmerschiefer** (Granatphyllit in Schuster & Schmidt, 2000) im hangenden Anteil des Strieden-Komplexes (Typ Kleines Hochkreuz) ist das dominierende Festgestein im bearbeiteten Gebiet. Er zeigt eine gewisse Variabilität, wobei die einzelnen Typen fließend ineinander übergehen und in der Karte nicht flächendeckend voneinander abgetrennt werden können. Im Allgemeinen brechen die Gesteine grobblockig nach unregelmäßigen und unebenen Kluftflächen und nur untergeordnet nach der Schieferung. Das ist auf die unten beschriebene, mehrphasige Deformation mit interferierenden Verfaltungen zurückzuführen. Die Oberflächen zeigen nur Anflüge von rostbraunen Verwitterungsbelägen. Die Hauptgemengteile sind Muskovit, Chlorit und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Granat, Plagioklas, Biotit und Grafit. Häufig zeigen die Gesteine daher eine durch Muskovit und Chlorit bedingte, graugrüne Färbung, tritt der Chlorit zurück, erscheinen sie silberig. Bei höherem Grafitgehalt können sie aber auch dunkelgrau gefärbt sein. Die Minerale bilden ein feinkörniges, homogenes Gefüge aus dem nur Granatporphyroblasten und Quarzmobilisate hervortreten.

Granat ist in quarzitischen Typen selten und unauffällig, in den muskovit- und chloritreichen Typen ist er aber häufig vorhanden und diese Gesteine können oft als Granatglimmerschiefer angesprochen werden. Er erreicht durchwegs eine Größe von mehreren Millimetern, selten auch bis zu 1,5 cm. Die rundlichen Kristalle sind zumeist xenomorph bis hypidiomorph mit der Matrix verzahnt und nur ganz selten einigermaßen idiomorph (Aufschluss RS-99-181-064). Oft zeigt der Granat bereits im Handstück grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen,

dass die Granatkristalle oft weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung zumeist unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. Der auffallendste Granatglimmerschiefer wurde im unteren Bereich des Übelgrabens, an der Forststraße, in ca. 1.600 m Seehöhe angetroffen (Aufschluss RS-19-181-314). Annähernd idiomorphe Granatporphyroblasten mit etwa 1,5 cm Durchmesser befinden sich in einer muskovitreichen Matrix, mit auffallenden weißen Gips-Ausblühungen. Biotit findet sich nur sehr selten und in geringen Mengen. Es ist davon auszugehen, dass er in vielen Bereichen chloritisiert ist. Größere Mengen von frisch erhaltenem Biotit sind aber zum Beispiel etwa 500 m nordöstlich der Emberger Alm (Aufschluss RS-19-181-236) anzutreffen.

Quarzmobilisate sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Durch die polyphase Deformation sind sie stark duktil deformiert, isoklinal verfaltet und boudiniert (Aufschluss RS-19-181-195). In quarzitischen Typen erreichen deformierte Quarzmobilisate bis über 10 cm Mächtigkeit. Häufig sind sie im Kern weiß und gegen den Rand hin zu zunehmend grau gefärbt (Aufschluss RS-19-181-157).

Der Quarzit entwickelt sich mit fließendem Übergang aus quarzitischem Glimmerschiefer. Das Gestein fällt im Gelände durch einen plattigen Bruch auf, es ist zumeist hellgrau gefärbt und zeigt so gut wie immer einen gewissen Gehalt an Glimmer.

Dunkelgrau bis schwarz gefärbter Grafitquarzit bildet bis wenige Meter mächtige Lagen im grafitreichen Glimmerschiefer. Auch er bricht plattig oder blockig nach der Schieferung und den eher senkrecht darauf orientierten Klüften. Das Gefüge ist sehr feinkörnig und manchmal sind mit weiß gefärbtem, sekundärem Quarz verfüllte Klüfte vorhanden (Aufschluss RS-18-181-254).

Der Marmor ist feinkörnig, grau gefärbt und mit Silikatmineralen verunreinigt. Großteils handelt es sich um Quarz und Muskovit, die unterschiedlich häufig vorhanden sind, sodass auf Verwitterungsflächen ein parallel zur Schieferung liegender stofflicher Lagenbau sichtbar wird (Aufschluss RS-00-181-174).

Aus der Ferne unterscheidet sich der Amphibolit kaum von den umgebenden Glimmerschiefern. Er zerfällt zumeist zu polygonalen Blöcken mit Bruchflächen die etwas ebenflächiger als jene des Glimmerschiefers sind und häufiger nach den Schieferungsflächen verlaufen (Aufschluss RS-19-181-094). Oft sind hellgraue Beläge, selten auch rotorange Flechten auf den ansonsten dunklen Bruchflächen vorhanden. Aus der Nähe betrachtet ist das Gestein schwarzgrün gefärbt, massig und weist oft ein deutliches Streckungslinear und eine dazu parallele Faltung auf. Es bricht nach Flächen, die parallel zur Streckungslineation liegen und senkrecht darauf stehenden Klüften. So bricht er selten auch zu Platten oder dünnplattigen Steinen. Im Handstück kann man verschiedene Typen unterscheiden. Am häufigsten sind Gesteine in denen schwarzgrün gefärbter Amphibol und weißer Plagioklas als einige Zehntelmillimeter bis 1 mm große, diskrete Körner erkennbar sind (Aufschluss RS-19-181-316). Selten sind gröberkörnige Lagen, in denen einzelne Amphibolkristalle bis zu 4 mm Größe erreichen. Der Amphibol überwiegt immer sehr deutlich gegenüber Plagioklas, welcher manchmal nur in dünnen Lagen vorhanden sein kann oder auch ganz fehlt. Dazu kommen Epidot, Karbonat, Quarz und Granat. Epidot ist relativ häufig anzutreffen und bildet bei massiverem Auftreten auch grasgrüne Lagen (Aufschluss RS-19-181-316). Ist mehr Karbonat vorhanden, zeigen die Gesteine lagenweise eine stärkere Verwitterung. Granat ist zwar sehr selten, kann aber bis zu 2,5 cm große, unregelmäßig geformte, poikiloblastische Porphyroblasten bilden (Aufschluss RS-19-181-316). Ein spezieller Typ besteht fast ausschließlich aus sehr feinnadeligem Amphibol. Bei diesem zeigen die Schieferungsflächen einen seidigen Glanz und eine graugrüne Farbe. Oft ist auch eine feine Knickfaltung senkrecht auf die Ausrichtung der Amphibolkristalle zu erkennen.

Im Übergang zu den Glimmerschiefern kommt es manchmal zu Wechsellagerungen und es treten Amphibolittypen mit höherem Plagioklasgehalt und Mobilisatbildungen auf.

Der leukokrate Metarhyolitgneis (Aplitgneis in Schuster & Schmidt, 2000) bricht scharfkantig zu Steinen und kleineren Blöcken nach der Schieferung und zumeist in großem Winkel darauf orientierten Klüften. Die Oberflächen sind weiß oder gelblich gefärbt, wodurch das Gestein im Gelände sehr auffällig ist (Aufschluss RS-19-181-162). Es ist feinkörnig, durchwegs mylonitisch deformiert, intern isoklinal verfaltet und von dünnen mitverfalteten Quarzmobilisatlagen durchzogen. Feldspat dominiert deutlich über Quarz und es sind makroskopisch keine dunklen Gemengteile zu erkennen.

Der leukokrate Orthogneis ist mittelkörnig und zeigt einen Lagenbau aus gelblichen feldspatreichen und grauen quarzreichen Lagen, die zumeist krenuliert sind. Weiters ist Muskovit in geringer Menge vorhanden. Eingelagert finden sich eher rundlich geformte Quarzmobilisate (Aufschluss RS-19-181-253).

Gaugen-Komplex

Der Großteil des Gaugen-Komplexes wird von einem monotonen, ockerfarbenen Glimmerschiefer mit fließenden Übergängen zu Paragneis aufgebaut. Selten sind Lagen und kleine Körper von Augengneis, leukokratem Orthogneis, Granatglimmerschiefer, Quarzit und Amphibolit in die Hauptlithologie eingelagert. Genaue Beschreibungen der Lithologien des Gaugen-Komplexes sowohl im bearbeiteten Bereich, als auch im östlich gelegenen Hauptverbreitungsgebiet finden sich in Schuster & Schuster (2003), Schuster et al. (2006) und Griesmeier (2017).

Perm vom Gnoppnitztörl

Im Bereich des Gnoppnitztörls (2.074 m) sind höchstwahrscheinlich permische Metasedimente (Putis et al., 1998) aufgeschlossen. Lithologisch umfassen diese grafitischen Phyllit, Metabrekzie, Metagrauwacke, Metaarkose, Serizitquarzit und Serizitschiefer. Beschreibungen der Gesteine finden sich in Schuster & Schuster (2003). Die Abfolge befindet sich in einer Störungszone und deshalb sind die Beziehungen der Gesteine zueinander nicht eindeutig. Es wäre möglich, dass der grafitische Phyllit an der Basis der Abfolge auftritt und möglicherweise aus dem Karbon stammt. Nördlich angrenzend findet sich ein feinstückig zerfallender Phyllonit. Nach dem Aussehen handelt es sich dabei eher nicht um phyllonitisierte Paragesteine des Gaugen-Komplexes, sondern um ein in die Störung eingeschlepptes Gestein unbekannter Stellung.

Ergänzend wird im Folgenden ein Profil beschrieben, welches sich am Weg südlich des Törls befindet (Aufschluss RS-18-181-247). Der liegende Anteil besteht aus einer quarzreichen Metabrekzie mit einigen schwarzen Geröllen, bei welchen es sich um Lydit oder Grafitschiefer handelt. Dieses geht gegen das Hangende in eine Metaarkose mit einzelnen Geröllen über. Es folgt rostbraunes, etwas sandiges, eisenreiches Karbonat, welches knollig verwittert. Über einer scharfen Erosionsdiskordanz folgt sehr feinkörniger, hellgrauer Serizitquarzit, in dem das eisenschüssige Karbonatgestein als angerundete Klasten auftritt. Die beschriebene Abfolge weist eine Mächtigkeit von etwa 8 m auf. Die sedimentären Grenzflächen zwischen den Gesteinen fallen wie die metamorphe Schieferung mittelsteil gegen Südwesten ein (Ss = Sx 221/61). In den Serizitschiefern ist ein nach Westen fallendes Streckungslinear vorhanden (Lx 266/56), welches eoalpidisch entstanden sein muss.

Periadriatische Intrusiva

Die Periadriatischen Ganggesteine fallen im Gelände durch ihre ebenflächigen, polygonalen Bruchflächen und die homogene, zumeist graue Färbung auf. Ein kleines Vorkommen von dunkelgrauem, feinkörnigem Lampophyr befindet sich ca. 100 m nördlich vom Seebachtörl (2.317 m) in etwa 2.360 m Seehöhe. Mehrere Gänge mit Mächtigkeiten bis zu einigen Metern befinden sich um den 2.416 m hohen Gipfel östlich des Naßfeldtörls (2.332 m). Es handelt sich um grau-grünliche, feinkörnige Tonalite mit Feldspat-, Hornblende-, Granat- und auch Biotit-Phenokristallen (Aufschluss RS-19-181-087). Zum Teil sind viele Xenolithe aus Quarz und Biotitschiefer mit bis zu 5 cm Größe vorhanden (z.B. Aufschluss RS-19-181-119). Ein weiterer, ähnlicher Gang mit etwa 2 m Mächtigkeit ist über etliche Meter an der Forststraße nördlich der Ederalm (1.780 m) aufgeschlossen. 500 m weiter nördlich wurde am über der Forststraße liegenden Hang in 1.830 m Seehöhe ein tonalitischer Gang bereits von SCHUSTER & SCHUSTER (2003) eingezeichnet. Ein stark alterierter Tonalit befindet sich direkt auf der westlichen Seite des Gnoppnitzbaches in 1.320 m Seehöhe, gleich gegenüber der Einmündung des Moarbaches. Ein weiterer feinkörniger, grau-grünlicher tonalitischer Gang ist etwa 150 m WNW des Gipfels des Naßfeldriegels (2.238 m) über einige Meter aufgeschlossen.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Basierend auf der Verteilung der Quarzit- und Amphibolitlagen (interpretiert als basische Vulkanite), welche den sedimentären Lagenbau abbilden, zeigt der Strieden-Komplex im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes generell eine relativ flache Lagerung mit einer weit offenen, welligen Faltung, die sehr flach gegen Osten einfällt. Erst an den Abhängen in das Oberdrautal versteilt sich das Einfallen gegen Süden. Die subparallel zum stofflichen Lagenbau angelegte, prägende Schieferung ist im Kleinbereich jedoch sehr variabel, was auf eine polyphase Verfaltung zurückzuführen ist. An der Deckengrenze zum Gaugen-Komplex wird der Lagenbau in flachem Winkel diskordant abgeschnitten.

Die prägende Schieferung (Sx) in den Gesteinen des Strieden-Komplexes entstand während der variszischen Metamorphose (SCHUSTER & SCHUSTER, 2001). Besonders in Amphibolit oder Quarzit ist immer wieder ein Streckungslinear (Lx) zu erkennen, welches generell NE–SW orientiert ist, aber stark schwankt. Mehr oder weniger parallel dazu ist eine bereichsweise intensive Verfaltung (Fx + 1) vorhanden. Diese beinhaltet Falten mehrerer Ordnungen mit Amplituden von mehreren 10er Metern über wenige Zentimeter (RS-19-181-195) bis hin zu einer Krenulation (Aufschluss RS-19-181-253). Eine großräumige Faltung mit E–W bzw. WNW–ESE verlaufenden, meist gegen Osten fallenden Faltenachsen (Fx + 2) und einer zumeist steil nordfallenden Achsenebene (FAEx + 2) ist für die großräumige Struktur des kartierten Gebietes wesentlich. Die Faltung ist besonders in den Amphiboliten als Knickfaltung ausgebildet und die Faltenachsenebenen sind manchmal als spröde Klüfte ausgebildet (Aufschluss RS-19-181-094).

Die Leßnigbach-Scherzone ist am Gnoppnitztörl (2.074 m) gut aufgeschlossen und an die 200 m breit. Sie fällt sehr steil (ca. 80°) gegen Norden ein, wobei ihr Verlauf durch den Moarbach nachgezeichnet wird. Dieser mündet beim Kaserwiesl in den Gnoppnitzbach. Von hier aus ist die Störung aber nicht eindeutig gegen Westen verfolgbar. Zunächst verschwindet sie unter der Gleitmasse einer Massenbewegung und danach zieht sie durch stark aufgelockerte Hangbereiche, wobei an Aufschlüssen entlang von Forststraßen immer wieder etliche Meter mächtige Kataklasite und Ultrakataklasite anzutreffen sind. In der Kaserleiten wird sie schließlich von glazigenen Sedimenten und von Hangschutt überdeckt. Weitere Kartierungen müssen zeigen, ob sie sich über das Rottörl (2.305 m) in das Drasnitzbachtal verfolgen lässt.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist durch verschiedene quartäre Formen und Ablagerungen geprägt.

Die vom Strieden-Komplex aufgebauten Kämme am Hauptkamm der Kreuzeckgruppe zeigen eine deutliche Asymmetrie mit tief eingeschnittenen Karen an den Nordabfällen und relativ flachen Karen mit niedrigen Felswänden und weiten flachen Karböden an den Südabfällen. Unter den Karwänden sind fast überall kleinere oder größere Blockgletscherablagerungen vorhanden. Im Gegensatz dazu ist der vom Gaugen-Komplex aufgebaute Kammbereich zwischen dem Putzen (2.330 m) und dem Dolzer (2.172 m) durch runde Formen mit zahlreichen kleinen, oft verkippten Felspartien und dazwischenliegenden, geringmächtigen Schuttkörpern charakterisiert. Diese Gegebenheiten sind auf periglaziale Verwitterung der engständig zerklüfteten Glimmerschiefer und Paragneise zurückzuführen.

Die Karböden der Südseite sind durch Rundbuckellandschaften mit kleinen Seen und Vernässungen charakterisiert, wie beispielsweise rund um die Feldenerhütte und den Glanzsee (2.186 m). Im Bereich der Roßalm (2.003 m) sind mehrere Wallformen entwickelt. Zumindest zum Teil handelt es sich dabei um subglazial gebildete Wälle. Der obere Teil des Gnoppnitzbachtales bis zum Kathibründl zeigt an der nördlichen Talseite ein schön vom Eis geformtes Profil, mit an den Hang angelagertem Diamikt. Die südliche Talseite wird großteils von vom Eis abgeschliffenen Festgesteinsaufschlüssen gebildet. In etwa 1.900 m Seehöhe lagern diesen Reste einer Seitenmoräne, mit zum Teil

erhaltener Wallform auf. Der Wall befindet sich etwa in der gleichen Höhe wie die Oberkante des gegenüberliegenden Diamikts, der deshalb ebenfalls als Seitenmoräne eines Gletschers aus der Eiszerfallsphase gedeutet wird. Der Talboden wird weitgehend von verschwemmtem Moränenmaterial gebildet. Westlich der Klamm beim Kathibründl ist auf ca. 1.800 m Seehöhe eine schön ausgebildete ehemalige Abflussrinne (Trockental) ausgebildet.

Hochgelegene Reste von Staukörpern am Eisrand sind auf der Ostseite des Gnoppnitzbachtales im Bereich der Sommerhofalm (1.795 m) bis in eine Seehöhe von etwas über 1.800 m, über Grundmoräne anzutreffen. Im Aufschluss sind diese manchmal geschichtet, wenig verfestigt und bestehen aus einer sandig/tonigen Matrix und angerundeten Komponenten. In der Talkerbe sind Reste von Eisrandsedimenten bis in etwa 1.500 m Seehöhe vorhanden. Weit verbreitet sind Eisrandsedimente entlang der Hangfüße des Oberdrautales bis in etwa 850 m Seehöhe. Leicht ansteigend ziehen sie auf beiden Talseiten in das Gnoppnitztal. Dazwischen ist der Gnoppnitzbach etwa 200 m tief eingeschnitten. Generell ist das Gnoppnitzbachtal unterhalb des Kathibründls durch ein V-förmiges Profil gekennzeichnet. Es sind kaum größere fluviatile Sedimentkörper vorhanden, da das Material offensichtlich effizient in das Oberdrautal abtransportiert wird, wo es bei Greifenburg einen großen, flachen Schwemmfächer bildet.

Der Großteil der glazigenen Sedimente stammt aus der Eiszerfallsphase vor 20.000–19.000 a (Reitner et al., 2016). Lediglich einige kleine Wallformen zwischen Kreuzeck (2.701 m) und Rothorn (2.621 m), sowie die Blockgletscherablagerungen könnten aus dem Gschnitz-Stadial vor 17.000–16.000 a (Ivy-Ochs et al., 2006) stammen.

Massenbewegungen

Auswirkungen gravitativer Massenbewegungen sind aufgrund des hohen Reliefs im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffen. Im Folgenden werden daher nur die auffälligsten Bereiche näher beschrieben.

Im hintersten Gnoppnitzbachtal und auf den Südhängen des Hauptkammes der Kreuzeckgruppe sind in vielen Bereichen Staffeln von hangparallelen Gräben, bedingt durch antithetische Bewegungen an den im Wesentlichen E–W bzw. ESE–WNW streichenden Schieferungsflächen ausgebildet. So zum Beispiel unterhalb der Bratleitenalm (2.157 m) oder zwischen Seebachtörl (2.317 m) und Naßfeldtörl (2.332 m). Auch am Hang unterhalb des Kleinen Stawipfels (2.223 m) sind diese Gräben auffällig, hier kommen aber noch mehrere, kleinräumige Bereiche mit tiefergreifender Hangdeformation hinzu.

Zum Teil spektakuläre Massenbewegungen sind in mittleren und unteren Hangbereichen auf der Ostseite des Grubachkogels (2.394 m) und Schwarzsteins (2.264 m) vorhanden. Nordwestlich der Assamalm (1.688 m) befindet sich eine über 1 km^2 große, komplex ausgebildete Struktur. Im oberen Bereich sind im relativ flachen Karboden Abrisskanten mit geringem Versatz vorhanden. Etwas darunter zergleitet die etliche 10er Meter mächtige, hangparallel einfallende Amphibolitlage auf der Unterlage aus Glimmerschiefer. Dabei bilden sich hausgroße Blöcke und über 10 m tiefe Gräben. Die unteren Hangbereiche sind stark aufgelockert, mit kleinen Felswänden und Blockhalden. Direkt östlich der Assamalm ist eine ca. 0,25 km^2 große Rutschung ausgebildet, deren aufgelockerte Rutschmasse einen Talzuschub erzeugt. Südlich der Assamalm befindet sich eine weitere, etwa 0,5 km^2 große Rutschung mit einer weit abgerutschten, aufgelockerten Masse.

Gegenüber, am Westhang des Putzen (2.330 m), sind im Bereich der Forstneralm die Eisrandsedimente verrutscht. Südlich davon, bis hin zur Ederalm, ist der Hang stark aufgelockert und die relativ neu angelegte Forststraße musste schon mehrmals ausgebessert und verlegt werden.

Südlich davon, am Dolzer (2.172 m) und gegenüber am Naßfeldriegel (2.238 m) sind ab etwa 2.000 m Seehöhe zahlreiche, weit verfolgbare Abrisskanten entwickelt. Diese zeigen aber generell nur geringe Versatzbeträge von wenigen Metern. Dazu kommen an den Hängen des Oberdrautales bereichsweise Staffeln von hangparallelen Zerrgräben, die durch ein ungleichmäßiges Verkippen von einzelnen Blöcken zu einer unruhigen Hangmorphologie führen.

Lagerstätten

Im bearbeiteten Teil der Kreuzeckgruppe sind im Bergbau- und Halden-Kataster der Geologischen Bundesanstalt drei Eintragungen nahe der Einmündung des Moarbaches in den Gnoppnitzbach zu finden. Der südlichste Punkt betrifft den bereits oben beschrieben, stark alterierten Gang aus Periadriatischem Tonalit, der sich direkt an der westlichen Seite des Baches bei der Wassermessstelle der Kraftwerke (Friedrich, 1963: 148) in intensiv verfalteten und stark rostig anwitternden Glimmerschiefern des Strieden-Komplexes befindet. Der Aufschluss bildet eine etwa 7 m hohe Wand, in der sich in etwa 2 m Höhe eine kleine Vertiefung in stark brandigem Gestein befindet. Der Punkt etwa 200 m NNW davon liegt heute direkt an einer Forststraße, an der Eisrandsedimente aufgeschlossen sind. In diesen ist ein 1 m mal 0,5 m großer, Sulfid führender und stark brandiger Block zu sehen. Der ca. 250 m nördlich davon liegende Punkt befindet sich wiederum direkt an der westlichen Seite des Baches. Friedrich (1963) beschreibt, dass man vom Weg auf der östlichen Seite des Baches einen Stollen sehen konnte, der aber schlecht zu erreichen war. Aufgrund des nunmehrigen starken Bewuchses konnte die Lage des Stollens nicht erkannt werden.

Literatur

Ertl, V. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 323–327, Wien.

Ertl, V. (1984a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 5 S., 7 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05813-RA/181/1983]

Ertl, V. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 251–253, Wien.

Ertl, V. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 7 S., 2 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06332-RA/181/1985]

ERTL, V. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 450–451, Wien.

ERTL, V. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 340–342, Wien.

FRIEDRICH, O.M. (1963): Kreuzeckgruppe. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 1. Band, 220 S., Leoben.

GRIESMEIER, G.E.U. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 373–375, Wien.

GRIESMEIER, G. (2018a): Geologische Karte des Gratals 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19697-k10/181/2018]

GRIESMEIER, G. (2018b): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.

GRIESMEIER, G. (2019): Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 131–143, Wien.

HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

KRAINER, B. (1983a): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 327–328, Wien.

KRAINER, B. (1983b): Bericht über die geologische Kartierung der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) im Sommer 1982 (ÖK Bl. 1981). – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 2 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05538-RA/181/1982]

KRAINER, B. (1983c): Bericht über die geologische Kartierung entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 8 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05704-RA/181/1983]

KRAINER, B. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 253–254, Wien.

KRAINER, B. (1985a): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/2, 317–318, Wien.

KRAINER, B. (1985b): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181/Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 4 S., 2 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05983-RA/181/1984]

KRAINER, B. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf dem Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 452–453, Wien.

KRAINER, B. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 3 S., 1 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06197-RA/181/1985]

PUTIS, M., BEZAK, V., KOHUT, M., KOVACIK, M., MARKO, F. & PLAŠIENKA, D. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 181 Obervellach. –Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 345–348, Wien.

PUTIS, M., BARATH, I., BEZAK, V., BROSKA, I., JANAK, M., KOHUT, M., KOVACIK, M., LUKACIK, E., MADARAS, J., MARKO, F., PLASIENKA, D. & SIMAN, P. (1998): Geologische Kartierung auf ÖK Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Bericht, 6 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11311-ÖK25V/181-5]

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65**/2, 113–144, Göttingen.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

SCHUSTER, R. & SCHMIDT, K. (2000): Bericht 1999 über die geologische Aufnahme in der zentralen Kreuzeckgruppe (Blatt 180 Winklern und 181 Obervellach). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**, 384–386, Wien.

SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2001): Permo-Triassic ductile deformation in the Austroalpine Strieden Complex (Kreuzeck Mountains/Austria). – Abstract Volume of the 5th Workshop on Alpine Geological Studies (Obergurgl/Austria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **25**, 197–198, Innsbruck.

SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 453–455, Wien.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der Reißeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

RALF SCHUSTER

In der Reißeckgruppe wurden Areale im oberen Riekengraben (1.900–2.500 m Seehöhe) aufgenommen. Diese befinden sich im Bereich des Tauernfensters und sind aus Gesteinen des Subpenninikums aufgebaut (SCHMID et al., 2004). Zur Einarbeitung und inhaltlichen Abstimmung sowie aus logistischen Gründen wurden auch Areale auf ÖK50 Blatt 182 Spittal an der Drau begangen und zum Teil geologisch kartiert. Zunächst wird in diesem Bericht ein geologischer Überblick gegeben, der insbesondere auf die verwendete Nomenklatur eingeht, die am angrenzenden Kartenblatt GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006) bzw. in den dazugehörigen Erläuterungen (SCHUSTER et al., 2006) entwickelt wurde. Anschließend werden die auftretenden Festgesteinslithologien, basierend auf den eben zitierten Erläuterungen, beschrieben. Weiters wird auf Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung sowie auf quartäre Ablagerungen und Formen eingegangen.

Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau der Reißeckgruppe ist durch eine kuppelförmige Struktur der subpenninischen- und penninischen Decken bestimmt, welche auch als „Eastern Tauern Dome“ (SCHARF et al., 2016) bezeichnet wurde. Diese

Struktur entsteht durch eine prägende Schieferung, die im Zentrum rund um das Reißeck (2.965 m) flach liegt und nach allen Seiten immer steiler einfällt. Parallel dazu ist ein „zweibelschalenartiger" lithologischer Aufbau vorhanden. Das kartierte Gebiet befindet sich im südwestlichen Teil der Reißeckgruppe und dementsprechend fallen die tektonisch tieferen Anteile im Nordwesten flach ein, während die höheren Anteile im Südwesten steil gegen Südwesten einfallen.

Mit Bezug auf PESTAL et al. (2006) und SCHUSTER et al. (2006) umfassen die subpenninischen Decken im bearbeiteten Gebiet den Reißeck- und Draxel-Komplex sowie verschiedene, unterschiedlich stark deformierte, variszische Granitoide, die als Zentralgneise bezeichnet werden. Der Reißeck-Komplex baut sich aus zum Teil migmatitischem Paragneis mit Einschaltungen von Amphibolit auf, wobei für die Protolithe ein prä-karbones Alter angenommen wird. Der Draxel-Komplex besteht aus zyklischen Wechsellagerungen von quarz- und feldspatreichem Glimmerschiefer mit dünnen Lagen aus dunklem Granatglimmerschiefer und stellenweise Grafitquarzit. Nur lokal sind diese Gesteine aplitisch injiziert. Die Abfolge wird als metamorphe, „jungpaläozoische" (Karbon-Perm) Flyschserie interpretiert. Der Draxel-Komplex soll nach SCHUSTER et al. (2006: 45) im „obersten Riekental nahe der westlichen Blattschnittgrenze von CLIFF et al. (1971) kartiert" sein. In der zuletzt genannten Arbeit kommt jedoch der Begriff Draxel-Komplex nicht vor und auch die Gesteinsbeschreibung des dort ausgeschiedenen gebänderten Gneises passt nicht unbedingt zur obigen Charakterisierung.

Sowohl der Reißeck- als auch der Draxel-Komplex werden von verschiedenen Granitoiden des „Hochalmkerns" (BECKE, 1909) intrudiert. Die Verbreitung und Benennung der einzelnen Orthogneise wird in den Bearbeitungen von CLIFF et al. (1971), EXNER (1980), HOLUB & MARSCHALLINGER (1989), PESTAL et al. (2006) und SCHUH (2011, 2019a, b) sehr unterschiedlich gesehen und gehandhabt. Generell werden Tonalit und Granodioritgneis (Malta-Tonalitgneis), Augengneis (z.B. Hochalm-Porphyrgranit), leukokrater Biotitgranitgneis unterschiedlicher Körnigkeit sowie grobkörniger und feinkörniger Leukogranitgneis unterschieden. Zusätzlich findet sich in den neueren Bearbeitungen der Schönanger-Granitgneis, ein Zweiglimmer-Granitgneis (EXNER, 1980; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989), der zu den jüngsten Intrusivkörpern gehören soll. Ein geochronologisches Alter für den Zeitpunkt der Intrusionen liegen nur für den Malta-Tonalitgneis vor. Dieses wird von CLIFF (1981) mit 314 ± 7 Ma angegeben.

Alle Paragesteine zeigen eine polyphase Metamorphoseprägung. Während des Variszischen Ereignisses im Karbon wurden zumindest amphibolitfazielle Bedingungen erreicht, weit verbreitet kam es aber auch zu partieller Anatexis und Migmatitbildung. Die Überprägung durch das Jungalpidische Ereignis erfolgte im Oligozän bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (CLIFF et al., 1971; SCHUSTER et al., 2006; SCHARF et al., 2013).

Lithologien und deren Verbreitung

Die Kartierung erbrachte folgende lithologisch/lithostratigrafische Abfolge: Die tektonisch liegenden Anteile werden aus migmatitischem Paragneis und Amphibolit des Reißeck-Komplexes aufgebaut, in dem zahlreiche, zumeist leukokrate granitische Gänge und kleinere, lagenförmige Zentralgneiskörper auftreten. Eine der mächtigeren Orthogneislagen soll nach PESTAL et al. (2006) zum Schönanger-Granitgneis gehören. Darüber folgt mit scharfer Grenze ein bis über 200 m mächtiger Zug aus Biotitgranitgneis. Dieser baut auch die, vom unteren Riekengraben aus betrachtet, eindrucksvolle Grübelwand (2.517 m) auf. Es folgen erneut Gesteine des Reißeck-Komplexes und nach der Karte von PESTAL et al. (2006) auch Metasedimente des Draxel-Komplexes. Die tektonisch hangenden Anteile werden von Malta-Tonalitgneis, Augengneis und verschiedenen Biotitgranitgneisen mit einzelnen Lagen und Schollen aus Gesteinen des Reißeck-Komplexes aufgebaut.

Reißeck-Komplex

Der **migmatitische Paragneis** tritt in zwei durch unterschiedlich starke Deformation gekennzeichneten Typen auf. Weniger häufig ist ein schlieriger Migmatit vorhanden, in dem prä-migmatitische Paragneisstrukturen über stromatitische Partien in Diatexitgneis übergehen. Das Paläosom ist reich an schwarzem Biotit und führt bisweilen auch Hornblende. Es ist undeutlich gegenüber dem zumeist aplitischen Neosom mit granitischer bis tonalitischer Zusammensetzung begrenzt. Auf Grund der Verteilung von Paläosom und Neosom ist das Gestein unregelmäßig hell- bis dunkelgrau gefärbt.

Zumeist ist der migmatitische Paragneis aber intensiv duktil deformiert und tritt als gebänderter Migmatitgneis in Erscheinung (Aufschluss RS-20-181-164). Die Dicke der einzelnen Lagen beträgt wenige Zentimeter bis wenige Meter, wobei unterschiedlich grau gefärbte Paragneislagen mit weißen bis hellgrauen, quarz- und feldspatreichen Orthogneislagen wechsellagern. Die Paragneislagen zeigen einen Mineralbestand aus Feldspat, Quarz, Biotit, wenig Muskovit und bisweilen hellgrünem Epidot und schwarzer Hornblende. Sehr selten sind Granat oder Titanit makroskopisch zu erkennen. Die unterschiedliche Färbung ist im Wesentlichen auf den variablen Biotitgehalt zurückzuführen, wobei die besonders dunklen Lagen als Biotitschiefer und Biotit-Hornblendegneis anzusprechen sind. Der Bändergneis zeigt oft isoklinale Falten, wobei wie bereits von EXNER (1980) beschrieben, Biotit und Hornblende parallel zu den Faltenachsen elongiert sein können.

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall unterhalb der Unteren Moosbodenhütte sind im biotitreichen, migmatitischen Paragneis einzelne Lagen von Granatglimmerschiefer vorhanden. Die Granatkristalle erreichen bis zu 5 mm im Durchmesser und sind teilweise hypidiomorph ausgebildet.

Im migmatitischen Paragneis sind immer wieder konkordante und diskordante granitische Gänge mit unterschiedlicher Mächtigkeit vorhanden. Zum Teil ist zu erkennen, dass sich diese aus dem Neosom entwickeln, beziehungsweise, dass ein genetischer Zusammenhang mit diesem besteht. Die Gänge zeigen zumeist aplitische oder granitische, selten auch pegmatitische (Aufschluss RS-20-

181-179) Texturen. In letzteren erreichen einzelne Feldspatkristalle bis zu 10 cm Größe. Die Gänge wurden mit unterschiedlicher Intensität gemeinsam mit den Paragneisen deformiert. Dabei wurden diskordante Gänge manchmal in pygmatische Falten gelegt (Aufschluss RS-20-181-165). Mächtigere Gänge bzw. Intrusionen sind in der Karte extra ausgeschieden und werden bei den Zentralgneisen behandelt.

Amphibolit tritt innerhalb der migmatitischen Paragneise immer wieder als dezimeter- bis zehnermetermächtige, konkordante Einschaltungen auf. Zum Teil sind auch Wechsellagerungen von Amphibolit und Paragneis vorhanden. Im Gelände können verschiedene Typen unterschieden werden, die jedoch fließende Übergänge ineinander aufweisen. Es findet sich feldspatreicher, grün-weiß gesprenkelter Amphibolit mit deutlich erkennbaren Feldspatkörnern, schwarzgrüner, feinkörniger Amphibolit und feinkörniger, reichlich Feldspat- und Biotit führender Amphibolit. Zum Teil nur im Dünnschliff ist ein Mineralbestand mit Hornblende, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Quarz, zum Teil Biotit, sowie untergeordnet Karbonat, Titanit und opaken Erzmineralen (z.B. Ilmenit) zu erkennen. Nur sehr selten kann vereinzelt Granat enthalten sein. Weiters ist immer wieder retrograd entstandener Chlorit zu beobachten.

Zentralgneise

Im Folgenden werden die angetroffenen Zentralgneistypen beschrieben. Da auf Grund fehlender Altersdaten eine chronostratigrafische Reihung nicht möglich ist, erfolgt die Beschreibung vom Liegenden gegen das Hangende.

Leukokrater Orthogneis ist wie oben erwähnt im liegenden Teil des Reißeck-Komplexes in Form zahlreicher konkordanter Lagergänge im migmatitischen Paragneis anzutreffen. Diese bilden häufig grobblockig zerfallende Felswände und Felsaufbauten mit heller, leicht gelblicher oder oranger Färbung. Bisweilen sind auch plattige Typen vorhanden. Oberflächen, die schon länger der Verwitterung ausgesetzt sind, zeigen eine Abrundung der Kanten und dadurch gerundete Formen. Der leukokrate Orthogneis hat eine gewisse Variabilität hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung und Textur. Häufig ist er reich an Feldspat und Quarz, mit etwas Muskovit und immer wieder auch feinkörnigem Biotit. Zumeist zeigt er eine aplitische oder mittelkörnige, granitische Textur (Aufschluss RS-20-181-158). Selten sind auch Augengneislagen oder unscharf abgegrenzte, zum Teil verfaltete, pegmatitische Gänge vorhanden (Aufschluss RS-20-181-158).

Biotitgranitgneis bildet einen mehrere hundert Meter mächtigen, sehr homogenen Körper. Das hellgraue Gestein bricht an der Basis nach der Schieferung zu dezimeterdicken Platten (Aufschluss RS-20-181-172). Darüber bricht es nach Kluftflächen zu Blöcken, welche große Teile der ausgedehnten Blockfelder im obersten Riekengraben aufbauen. Das Gestein ist zwar geschiefert, aber mitunter derart isotrop, dass die Kluftflächen gleichmäßige Wölbungen wie Scherben zeigen. Der Biotitgranitgneis ist zumeist feinkörnig und leukokrat, mit viel Feldspat und Quarz sowie Biotitblättchen mit 0,5–1,5 mm Durchmesser (Aufschluss RS-20-181-171). In den höheren Anteilen und gegen das Hangende an Häufigkeit zunehmend, sind selten diffus abgegrenzte, gröberkörnige oder dunklere, biotitreichere Varietäten vorhanden. Sehr selten konnten auch Pegmatitschlieren (Aufschluss RS-20-181-176) mit einzelnen kleinen Granatkristallen beobachtet werden. Ebenfalls extrem selten sind biotitreiche Schollen aus Paragneis anzutreffen. Dazu kommen Zerrklüfte, die mit dunkelgraubraunem Quarz, Biotit und weißem Feldspat komplett gefüllt sind.

Im Hangenden des Biotitgranitgneises finden sich im Reißeck-Komplex **granitische bis pegmatitische Gänge**, die migmatitische Paragneise aus grobschuppigem Biotit-Plagioklas-Paläosom und schlierigem Neosom diskordant durchschlagen (Aufschluss RS-05-182-003). Die Gänge sind weitgehend undeformiert und zeigen einen Mineralbestand aus zentimetergroßem, blaugrauem Kalifeldspat, weißem Plagioklas, grauem Quarz, Biotit, grobblättrigem, schwarzem Erz (Ilmenit?) und rotem Granat. Der Granat ist als bis zu 0,5 mm große Ikositetraeder ausgebildet und als magmatische Bildung zu interpretieren.

Der **Malta-Tonalitgneis** bildet einen mit Bezug auf die mineralogische Zusammensetzung, Korngröße und den Deformationsgrad inhomogenen Körper. Die quarzdioritische, tonalitische oder granodioritische Zusammensetzung ist im Gelände nicht unterscheidbar. Das bisweilen schlierige Erscheinungsbild wird durch das Auftreten von unvollständig aufgelösten Schollen aus migmatitischem Paragneis noch unterstrichen. Der Tonalit bzw. Granodiorit ist meist mittel-, seltener feinkörnig und schwarz-weiß gesprenkelt (Aufschluss RS-20-181-207). Makroskopisch sind schwarzer Biotit, weißer Feldspat und grauer Quarz erkennbar. Dazu kommen gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroßer, brauner Titanit. Schieferung und Lineation sind meist deutlich ausgebildet, wobei Biotit in der Lineation elongiert sein kann. Immer wieder sind Lagen aus Augengneis, feinkörnigem Biotitgranitgneis oder seltener aus Aplit- und Pegmatitgneis vorhanden.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Die kuppelförmige Struktur der subpenninischen und penninischen Decken im östlichen Teil des Tauernfensters entstand zweifelsohne in einem späten Stadium des jungalpidischen Ereignisses im Neogen. Das kartierte Gebiet befindet sich im zentralen und südwestlichen Teil der Reißeckgruppe und dementsprechend liegt die prägende Schieferung um das zentral gelegene Reißeck (2.965 m) relativ flach, während sie gegen den Talausgang des Riekengrabens zunehmend steiler gegen Südwesten einfällt. Fast überall zeigen die Gesteine eine ausgeprägte, manchmal auch mylonitische Deformation, wobei die Gefüge postdeformativ stark rekristallisiert sind. Stellenweise, wie beispielsweise an der Geländestufe nahe dem Wasserfall (Aufschluss RS-05-182-003) sind aber auch migmatitische Paragneise mit nicht weiter überprägten migmatitischen Texturen und undeformierte granitische Gänge vorhanden. Das zeigt, dass die prägende Schieferung zum Teil bereits variszisch entstanden sein muss. Die variszische Schieferung wurde aber während des Jungalpidischen Ereignisses von einer oft parallel dazu liegenden Schieferung, sehr unterschiedlich durchgreifend, überprägt.

Faltenstrukturen sind im bearbeiteten Gebiet eine Seltenheit. Einerseits finden sich im gebänderten, migmatitischen Paragneis duktile, oft isoklinale Falten mit streuenden Achsen und in der Bänderung liegenden Achsenebenen. Die-

se hochtemperierten Strukturen sind während des Variszischen Ereignisses entstanden. Andererseits sind jüngere, offene Falten mit zumeist flach NW–SE streichenden Faltenachsen zu beobachten. Diese sind vor allem dort anzutreffen, wo die prägende Schieferung vom generellen Einfallen abweicht. Die Faltenachsenebenen dieser Faltung fallen gegen Südwesten ein und zeichnen damit die kuppelförmige Großstruktur nach. Daher ist für diese Faltung eine jungalpidische Bildung anzunehmen.

Die im Profil auftretenden, plattigen Orthogneise stellen rekristallisierte Mylonite dar. Sie treten im Liegenden des Tonalites und vor allem an der Basis des großen Biotitgranitgneiszuges auf. Wahrscheinlich markieren sie Deckengrenzen, wobei mangels Altersdaten nicht entschieden werden kann, ob diese während des Variszischen- oder des Jungalpidischen Ereignisses entstanden sind.

Einige wenige spröde Störungszonen, die auch morphologisch wirksam sind, lassen sich im Gelände über weitere Strecken verfolgen. Die bei weitem bedeutendste ist NW–SE orientiert und lässt sich vom oberen Teil des Zwernberg-, Rieken- und Mühldorfgrabens bis in den Reinitzbachgraben durch weite Teile der Reißeckgruppe verfolgen. Im oberen Riekengraben zieht sie von der Zwernberger Scharte (2.646 m) bis zum Riekentörl (2.550 m) und scheint für die Richtungsänderung im Talverlauf mitverantwortlich zu sein. So ist der untere Teil des Riekengrabens SW–NE verlaufend, während der obere Teil in rechtem Winkel darauf und parallel zur Störung orientiert ist. Im untersuchten Gebiet ist die Störung durchwegs von Schutt bedeckt und so konnten die Störungsgesteine nicht direkt beobachtet werden. Wie auch bei den übrigen spröden Störungen dürfte der Versatz nicht allzu groß sein, da lithologische Grenzen im Kartenbild nicht merklich versetzt werden.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Das kartierte Gebiet liegt weitestgehend über der Baumgrenze und ist durch eine glazigene Morphologie geprägt. Die Kämme liegen zwischen 2.500 m und nahezu 3.000 m Seehöhe. Unter diesen befinden sich etliche Zehnermeter bis 200 m hohe, steile, aber nicht senkrechte Felswände und in weiterer Folge weite, oft sehr flache Kare. Lediglich an der gegen Nordosten einfallenden Seite des Gamolnigspitzes (2.788 m) und dem daran anschließenden, gegen NNW streichenden Kamm sind keine Kare vorhanden. Die Eisschliffgrenze liegt im unteren Bereich der Karwände und reicht um das Reißeck (2.965 m) bis über 2.800 m hinauf. Die Zwernberger Scharte (2.646 m) lag deutlich unter der Eisoberfläche. Unter den Wänden folgen steile Hangschuttkörper, die grobblockig ausgebildet sind, wenn die Sturzblöcke und Felssturzmassen aus Orthogneis bestehen. Daran anschließend folgt oft grobes Blockwerk mit Stauchwällen, das als Blockgletscherablagerungen angesprochen werden kann. Im Kar unter dem Riekenkopf (2.896 m) und Riekener Sonnblick (2.876 m) sind auf etwa 2.600 m Seehöhe zwei kleine, sehr gut erhaltene Blockgletscherablagerungen mit steiler Front ausgebildet. Diese waren wahrscheinlich noch vor kürzerer Zeit aktiv. Alle übrigen Blockgletscherablagerungen zeigen verfallende Wallformen und dürften zuletzt während des Würm-Spätglazials aktiv gewesen sein. Die großen, flachen Karböden südwestlich des Zaubernocks (2.944 m) und Reißecks (2.965 m) sind durch Rundhöckerlandschaften aus Festgesteinsaufschlüssen mit Gletscherschliffen, Grundmoränenablagerungen, einzelnen Blöcken und Schuttfeldern von Ablationsmoränenablagerungen und verschwemmtem Moränenmaterial geprägt. Hier sind auch etliche kleine Seen vorhanden.

Auch im Riekengraben selbst sind verschiedene Ablagerungen anzutreffen. Im obersten Teil von der Zwernberger Scharte (2.646 m) abwärts bis auf 2.240 m Seehöhe ist das gesamte Tal von mächtigem Blockwerk erfüllt. Einzelne Blöcke haben ein Volumen bis über 25 m^3 und andeutungsweise können Stauchwälle erkannt werden. Da dieser Bereich nur teilweise von rezentem Hangschutt und Sturzblöcken erreicht werden kann, handelt es sich wahrscheinlich um die Ablationsmoränenablagerung eines schuttbedeckten Gletschers, die zum Teil als Blockgletscher reaktiviert wurde. Talabwärts bis zur Biegung in 2.100 m Seehöhe und auch im obersten Bereich des NE–SW streichenden Anteils des Riekengrabens, bis zur Steilstufe beim Wasserfall, sind an den Hängen grobblockige Ablationsmoränenablagerungen vorhanden. Im Talboden finden sich jedoch Rundbuckel, Grundmoränenablagerungen und verschwemmtes Moränenmaterial mit nur einzelnen Blöcken der Ablationsmoräne. Es ist anzunehmen, dass die grobblockigen Ablagerungen an den Hängen abgelagert wurden, als der Gletscher das Material aus dem zentralen Teil des Tales noch abtransportieren konnte.

Unterhalb der Steilstufe sind die Talflanken von Hangschuttablagerungen sowie Schwemm- und Murenkegeln bedeckt, während im Talboden fluviatile Ablagerungen vorhanden sind.

Abschließende Bemerkungen

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall sollen nach der Karte von PESTAL et al. (2006) flyschoide, karbone Metasedimente des Draxel-Komplexes vorhanden sein. Ob die an dieser Lokalität in den migmatitischen Paragneisen vereinzelt angetroffenen Grantglimmerschieferlagen diese Einstufung rechtfertigen, ist derzeit ungewiss.

Die Unterteilung der „Zentralgneise“ erfolgt bis heute weitgehend an Hand des makroskopischen Erscheinungsbildes. Dieses ergibt sich aus dem magmatischen Mineralbestand und dessen Gefüge, im Verschnitt mit einer sehr unterschiedlich durchgreifenden strukturellen und metamorphen Überprägung. Dabei zeigen einerseits einzelne Intrusivkörper eine bedeutende interne Variabilität, andererseits sind sehr ähnlich aussehende Biotitgranitgneise oder Augengneise in verschiedenen Niveaus vorhanden und mit verschiedenen Intrusionskörpern verbunden. Auch ist es oft nicht einfach, zu entschieden, ob allenfalls vorhandener Muskovit magmatischen oder metamorphen Ursprungs ist. Schon die relativ wenigen bisher vorhandenen geochemischen und geochronologischen Daten zeigen, dass sich hinter den Begriffen Biotitgranitgneis oder Augengneis verschiedene und auch unterschiedlich alte Intrusionskörper verbergen. Eine deutlich bessere lithostratigrafisch/lithodemische Gliederung der Zentralgneise, die zumindest eine Formalisierung der wichtigsten Intrusionskörper beinhaltet, ist dringend erforderlich. Mit den vorhandenen Daten ist das aber nicht zu machen.

In diesem Sinne wurden alle Körper aus leukokratem Granitgneis im tektonisch liegenden Teil des untersuchten Gebietes zusammengefasst. Nach makroskopischen Kriterien konnte der in der Karte von PESTAL et al. (2006) extra ausgeschiedene Zug aus Schönanger-Granitgneis nicht abgetrennt werden und geochemische oder geochronologische Daten, die eine gesonderte Ausscheidung nahelegen, sind derzeit nicht verfügbar.

In Zukunft sollte auch der mächtige Biotitgranitgneiszug, der unter anderem die Grübelwand (2.517 m) aufbaut, aus der Masse der übrigen Biotitgranitgneise herausgelöst und lithostratigrafisch/lithodemisch gefasst werden. Mit seiner stark deformierten Basis scheint er für die tektonische Untergliederung des Gebietes von besonderer Bedeutung.

Auch zur Aufschlüsselung des internen tektonischen Baues des kartierten Gebietes sind zusätzliche Altersdaten notwendig. Neben Altersinformationen zu den Kristallisationsaltern der wesentlichen Zentralgneistypen fehlen auch Altersdaten zum variszischen Metamorphosehöhepunkt und zum Sedimentationsalter der Paragesteine.

Literatur

BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkern. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **118**, 1045–1072, Wien.

CLIFF, R. (1981): Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **77**, 262–266, Berlin–Heidelberg.

CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **114**, 121–272, Wien.

EXNER, C. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **123**/2, 343–410, Wien.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 5–31, Wien.

PESTAL, G., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHARF, A., HANDY, M.R., ZIEMANN, M.A. & SCHMID, S.M. (2013): Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). – Journal of metamorphic Geology, **31**/8, 863–880, Oxford.

SCHARF, A., HANDY, M.R., SCHMID, S.M., FAVARO, S., SUDO, M., SCHUSTER, R. & HAMMERSCHMIDT, K. (2016): Grain-size effects on the closure temperature of white mica in a crustal-scale extensional shear zone – implications of in-situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser-ablation of white mica for dating shearing and cooling (Tauern Window, Eastern Alps). – Tectonophysics, **674**, 210–226, Amsterdam.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

SCHUH, M. (2011): Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar" auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**/1–2, 159–160, Wien.

SCHUH, M. (2019a): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Dösner und Kaponig Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 387–389, Wien.

SCHUH, M. (2019b): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Bereich Kaponig, Zwenberger und Zandlacher Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 389–391, Wien.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

RALF SCHUSTER & GERIT GRIESMEIER

Dieser Bericht beschreibt die Kartierungsergebnisse von den Südabhängen der Kreuzeckgruppe zwischen dem Gnoppnitzbachtal und dem Bergerbachtal. Die nördliche Begrenzung läuft etwa im Turggerbachtal zwischen der Turggeralm (1.784 m Sh.) und dem Rottörl (2.305 m), die südliche Begrenzung folgt weitgehend der Straße von Berg im Drautal über Emberg bis Amberg. Die Kartierung schließt an jene von ERTL (1986a, b) und SCHUSTER (2020) an. In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Diese sind aus dem nördlich angrenzenden Bereich von SCHUSTER (2020) ausführlich beschrieben. Dieser Bericht enthält eine verkürzte Version, die auf Besonderheiten im hier dargestellten Gebiet eingeht. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Formen sowie der Massenbewegungen.

Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet wird zur Gänze von der oberostalpinen Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004) eingenommen, die in diesem Bereich ausschließlich von höheren Anteilen des Strieden-Komplexes (HOKE, 1990) aufgebaut wird. Dieser besteht großteils aus Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer (Typ Kleines Hochkreuz). Darin finden sich immer wieder Lagen von Amphibolit, wie beispielsweise auf der Nordseite des Naßfeldriegels (2.238 m), im Kar unter der Hohen Grenten oder im Bergerbachtal auf 900 m Seehöhe. Diese Amphibolitlagen lassen sich im Streichen weit verfolgen und ihre Mächtigkeit erreicht bis zu einigen Zehnermetern. In Verbindung mit den Amphibolitlagen finden sich manchmal wenige Dezimeter bis maximal 2 m mächtige Lagen von leukokratem Gneis, die von SCHUSTER (2020) als Metarhyolith interpretiert wurden. Weiters sind immer wieder Einschaltungen von Quarzit und Grafitquarzit vorhanden, die fließende Übergänge zu quarzitischem Glimmerschiefer zeigen. Sie sind im Allgemeinen nur einige Dezimeter bis wenige Meter mächtig und lassen sich im Einzelnen nicht weit verfolgen. Basierend auf den in den Gesteinen auftretenden Paragenesen und den vorhandenen Altersdaten erfuhr der höhere Anteil

des Strieden-Komplexes eine variszische Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies (Schuster et al., 2001). Am Naßfeldriegel (2.238 m) findet sich ein zu den Periadriatischen Magmatiten zählender Tonalitgang und um das Rottörl (2.305 m) konnte die Fortsetzung der Leßnigbach-Scherzone (Griesmeier, 2018, 2019) weiter gegen Westen verfolgt werden.

Lithologien

Strieden-Komplex

Glimmerschiefer bzw. **Granatglimmerschiefer** (Typ Kleines Hochkreuz) ist das dominierende Festgestein im bearbeiteten Gebiet. Er zeigt eine gewisse Variabilität, wobei die einzelnen Varietäten fließend ineinander übergehen und in der Karte nicht flächendeckend voneinander abgetrennt werden können. Im Allgemeinen brechen die Gesteine grobblockig nach unregelmäßigen und unebenen Kluftflächen und nur untergeordnet nach der Schieferung. Das ist auf die unten beschriebene mehrphasige Deformation mit interferierenden Verfaltungen zurückzuführen. Die Oberflächen zeigen zumeist kaum rostbraune Verwitterungsbeläge. Die Hauptgemengteile sind Muskovit, Chlorit und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Granat, Plagioklas, Biotit und Grafit. Häufig zeigen die Gesteine daher eine durch Muskovit und Chlorit bedingte graugrüne Färbung, tritt der Chlorit zurück, erscheinen sie silberig. Bei höherem Grafitgehalt können sie aber auch dunkelgrau gefärbt sein. Die Minerale bilden ein feinkörniges, homogenes Gefüge aus dem nur Granatporphyroblasten und Quarzmobilisate hervortreten.

Granat ist in quarzitischen Typen selten und unauffällig, in den muskovit- und chloritreichen Varietäten ist er aber häufig vorhanden und diese Gesteine können oft als Granatglimmerschiefer angesprochen werden. Er erreicht häufig eine Größe von 5–10 mm, selten auch bis zu 1,5 cm. Die rundlichen Kristalle sind xenomorph mit der Matrix verzahnt oder hypidiomorph. Oft zeigt der Granat bereits im Handstück grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granatkristalle oft weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung zumeist unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. Biotit findet sich nur sehr selten und in geringen Mengen. Es ist davon auszugehen, dass er in vielen Bereichen chloritisiert ist. Größere Mengen von frisch erhaltenem Biotit sind zum Beispiel 500 m nordöstlich der Emberger Alm (Aufschluss RS-19-181-236) anzutreffen. Quarzmobilisate sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Durch die polyphase Deformation sind sie stark duktil deformiert, isoklinal verfaltet und boudiniert. Häufig sind sie im Kern weiß und gegen den Rand zu zunehmend grau gefärbt.

Der **Quarzit** entwickelt sich mit fließendem Übergang aus quarzitischem Glimmerschiefer. Das Gestein fällt im Gelände durch einen plattigen Bruch auf, es ist zumeist hellgrau gefärbt und zeigt so gut wie immer einen gewissen Gehalt an Glimmer.

Dunkelgrau bis schwarz gefärbter **Grafitquarzit** bildet immer wieder bis zu einige Dezimeter mächtige Lagen in grafitreichem Glimmerschiefer (z.B. Aufschluss RS-20-181-346).

Der **Amphibolit** zerfällt zumeist zu polygonalen Blöcken mit Bruchflächen, die etwas ebenflächiger als jene des Glimmerschiefers sind. Oft sind hellgraue Beläge, selten auch rotorange Flechten auf den ansonsten schwarzgrün gefärbten Bruchflächen vorhanden. Im Handstück kann man verschiedene Typen unterscheiden. Am häufigsten sind Gesteine, in denen schwarzgrün gefärbter Amphibol und weißer Plagioklas als einige Zehntelmillimeter bis 1 mm große, diskrete Körner erkennbar sind. Ein weiterer Typ besteht fast ausschließlich aus sehr feinnadeligem Amphibol, der deutlich nach einem Streckungslinear eingeregelt ist. Bei diesem zeigen die Schieferungsflächen einen seidigen Glanz und eine graugrüne Farbe. Oft ist auch eine feine Knickfaltung in großem Winkel auf die Ausrichtung der Amphibolkristalle zu erkennen.

Der **leukokrate Metarhyolithgneis** (Schuster, 2020) bricht scharfkantig zu Steinen und kleineren Blöcken nach der Schieferung und zumeist in großem Winkel darauf orientierten Klüften. Die Oberfläche ist weiß oder gelblich gefärbt (Aufschluss RS-20-181-322). Das Gestein ist feinkörnig, durchwegs mylonitisch deformiert, intern isoklinal verfaltet und von dünnen verfalteten Quarzmobilisatlagen durchzogen. Feldspat dominiert deutlich über Quarz und es sind makroskopisch keine dunklen Gemengteile zu erkennen.

Periadriatische Intrusiva

Die Periadriatischen Ganggesteine fallen im Gelände durch ihre ebenflächigen, polygonalen Bruchflächen und die homogene, zumeist graue Färbung auf. Ein feinkörniger, grau-grünlicher tonalitischer Gang ist etwa 150 m WNW des Gipfels des Naßfeldriegels (2.238 m) über einige Meter aufgeschlossen (Schuster, 2020). Die wahrscheinliche Fortsetzung befindet sich in einer Entfernung von etwa 150 m auf der südwestlichen Bergflanke direkt am markierten Weg (Aufschluss RS-20-181-308). Der wenige Meter mächtige Gang streicht damit NE–SW bzw. fällt steil gegen Nordwesten ein.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Basierend auf der Verteilung der als basische Metavulkanite interpretierten Amphibolitlagen (Schuster, 2020) und der Quarzitlagen, die den sedimentären Lagenbau abbilden, zeigt der Strieden-Komplex im Arbeitsgebiet generell ein relativ steiles Einfallen gegen Süden. Die subparallel zum stofflichen Lagenbau angelegte prägende Schieferung fällt bedingt durch eine polyphase Verfaltung im Aufschlussbereich sehr variabel ein.

Die prägende Schieferung (Sx) entstand während der variszischen Metamorphose (Schuster & Schuster, 2003). Besonders im Amphibolit ist immer wieder ein Streckungslinear (Lx) zu erkennen, welches, bedingt durch das generell steile Einfallen gegen Süden, heute etwa NE–SW bzw. E–W orientiert ist. Mehr oder weniger parallel dazu ist eine Verfaltung (Fx + 1) vorhanden. Diese beinhaltet Falten mehrerer Ordnungen mit Amplituden von mehreren 10er Metern bis hin zu einer Krenulation. Dazugehörige Faltenachsenebenen (FAEx + 1) bzw. eine Achsenebenenschieferung (Sx + 1) fällt zumeist steil gegen NNW ein. Eine großräumige Faltung mit E–W bzw. WNW–ESE verlaufenden Faltenachsen (Fx + 2) ist für die Steilstellung der

Schieferung Sx verantwortlich. Da von diesen Strukturen auch die südlich angrenzenden permo-mesozoischen Sedimente des Drauzuges betroffen sind, muss diese eoalpidisch während der Kreide entstanden sein. Die Deformation Dx + 2 überprägt weitestgehend spröde und mit lokal unterschiedlicher Intensität die älteren Strukturen.

Der Verlauf der Leßnigbach-Scherzone ist östlich und westlich des Rottörls (2.305 m) anhand der Morphologie als auch am Deformationsgrad der Gesteine klar zu erkennen. Vom Törl verläuft ein Graben genau gegen Osten, von dem sich nach ca. 350 m ein Ast gegen ENE abspaltet. Weitere 350 m gegen ENE befindet sich ein von Rinnen durchzogener Felsriegel (2.150 m). Der Bereich dazwischen ist von Schutt bedeckt und es ist zu vermuten, dass die Scherzone hier an einer *flower structure* um etwa 100 m gegen Norden versetzt wird. Vom Felsriegel in 2.150 m Seehöhe bis zu den kataklastisch deformierten Aufschlüssen ca. 250 m über dem Talgrund des Gnoppnitzbachtales ist die Scherzone vollständig unter Moränen bzw. Schuttbedeckung. Vom Rottörl gegen Westen liegt die Scherzone zunächst 200 m lang unter Hangschutt und Blockgletscherablagerungen. Danach folgt ein mehr als 100 m langer Rücken aus Störungsgesteinen und in weiterer Folge ein über mehr als 1 km gegen Westen verfolgbarer Graben, in dem ein Bach fließt. Aus dem Verlauf ergibt sich, dass die Leßnigbach-Scherzone saiger steht oder mit etwa 80° gegen Norden einfällt. Die Störungsgesteine sind sehr gut im Graben direkt östlich des Rottörls (2.305 m) zu studieren. Sie zeigen eine interne Zonierung über eine Breite von bis zu 100 m. In den Randbereichen zeigen die Glimmerschiefer eine gegen das Zentrum zunehmende phyllonitische Schieferung, brechen kleinstückig und die Farbe verändert sich von graugrün zu rostig-rotbraun. Im etwa 10 m breiten, zentralen Bereich ist eine intensive kataklastische Überprägung sowie das Auftreten von zentimeterdicken Ultrakataklasiten und *clay gauges* zu beobachten (Aufschluss RS-20-181-314). Die beobachteten Schersinnkriterien lieferten für den untersuchten Bereich keine klare Kinematik, was wahrscheinlich auf eine polyphase Deformation zurückzuführen ist.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist durch verschiedene quartäre Formen und Ablagerungen geprägt. Diese zeigen eine deutliche Zonierung mit der Seehöhe.

Die Kammbereiche liegen in 2.000–2.350 m Seehöhe und deren Morphologie zeigt, dass sich die Eisschliffgrenze im Würm-Hochglazial (ca. 30–20 ka, Monegato et al., 2007; Ivy-Ochs et al., 2004) vermutlich in etwa 2.100 m Seehöhe befand. Dafür spricht, dass das Ochsentörl (2.076 m) vom Gletscher überformt ist, während der Kammbereich der Hohen Grenten, das Naßfeldtörl (2.172 m) und Rottörl (2.305 m) eine schroffe Morphologie zeigen und damit oberhalb der Eisoberfläche lagen.

Die Nordseite des Naßfeldriegels ist relativ steil und strukturiert und beinhaltet Karböden, die durch Rundbuckellandschaften mit kleinen Seen und Vernässungen charakterisiert sind. Im Gegensatz dazu sind an der Südseite des Naßfeldriegels und unter der Hohen Grenten nur niedrige Karwände mit flach geneigten Karböden vorhanden. Unter den Karwänden sind häufig kleinere Blockgletscherablagerungen vorhanden, wie zum Beispiel im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) und nördlich und südlich der Hohen Grenten. Diese sind durch grobblockige Sedimente mit Wallformen und zum Teil steilen Flanken (> 40°) charakterisiert. Die Blöcke sind ineinander verkeilt und es fehlt eine Matrix zwischen ihnen.

Die flachen Karböden um die Hohe Grenten und das Gebiet um die Emberger Alm sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese bestehen aus Diamikt mit zumeist brauner bis rötlichbrauner, tonig-siltiger Matrix und eckigen bis angerundeten Granat-Glimmerschiefer- und Amphibolitkomponenten aus lokalem Material des Strieden-Komplexes. Der Diamikt ist nicht selten stark konsolidiert, manchmal ist er durch Verwitterung etwas aufgelockert. Bei der Kartierung fallen besonders die durch die Verwitterung entstandene Rotfärbung und der hohe Feinanteil der Matrix auf. Zudem gibt es auf den Grundmoränenablagerungen immer wieder Vernässungen mit oberflächlichem Abfluss. Innerhalb der Grundmoränenablagerungen treten häufig Festgesteinsbuckel auf, die darauf hindeuten, dass die Mächtigkeit wohl oft nur wenige Dezimeter oder Meter beträgt. Dies ist auch in der Rundbuckellandschaft im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) gut zu beobachten.

Am Hang unterhalb der Emberger Alm treten sehr häufig unkonsolidierte Diamikte auf. Die Matrix ist dabei zumeist sandig, beinhaltet aber sehr häufig auch einen hohen Siltanteil. Die Komponenten darin sind angular bis angerundet, wobei die eckigen Steine Lokalmaterial darstellen, welches nicht weit transportiert wurde. Diese Sedimente liegen oft nur geringmächtig dem Festgesteinsuntergrund auf, da dieser sehr häufig durchtritt. Es ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit dieser Sedimente nie besonders groß war. Morphologisch sind diese Bereiche oft durch seichte, in Falllinie verlaufende, eng aneinander liegende Gräben charakterisiert. Diese Morphologie hilft bei der flächigen Abtrennung dieser Bereiche von Bereichen mit Grundmoränenbedeckung, die sich durch sehr gleichmäßiges Relief auszeichnen.

Aufgrund des hohen Anteils an Feinmaterial, der lockeren Lagerung und des Reichtums an angularem Material werden diese Sedimente als Flächenspülungssediment interpretiert. Es beinhaltet Grundmoränenablagerungen und von lokalen Bächen umgelagerten Hangschutt. Aufgrund der Lage am Hang und der Lithofazies ist es nicht plausibel, dass diese Sedimente in Stauseen am Eisrand geschüttet wurden, wodurch sie nicht als Eisrandablagerungen zu betrachten sind.

Die unteren Hangbereiche sind bis in eine Seehöhe von etwa 1.200 m großflächig von Eisrandablagerungen bedeckt, aus denen nur wenige Felsrücken herausragen. Diese ziehen auch leicht ansteigend in das Gnoppnitzbachtal hinein. Bei diesen handelt es sich um Sand-Kies-Gemische, die bei guter Erhaltung eine flach bis mittelsteile Schichtung aufweisen. Die Sedimente sind in den meisten Fällen matrixgestützt, korngestützte Lagen treten nur in seltenen Fällen auf. Die Matrix ist hellgrau, sandig und die einzelnen Komponenten sind oft sehr gut gerundet. Hin und wieder lässt sich auch eine inverse Gradierung erkennen. Es gibt einzelne Bereiche, die eine trogförmige Schichtung aufweisen. Diese sind durch eine Basis aus vergleichsweise großen Komponenten von den unterlagernden Sedimenten abgegrenzt. Die Komponenten set-

zen sich großteils aus Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Strieden-Komplexes zusammen. Zusätzlich finden sich quarzitische Gneise, Gerölle aus Quarzmobilisat und Tonalite, die von Periadriatischen Gängen stammen. Eindeutig ferntransportierte Gerölle, wie beispielsweise Orthogneise, finden sich extrem selten.

Die Sedimente wurden während der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) von Flüssen, die ihr Einzugsgebiet im Bergerbachtal und Gnoppnitzbachtal hatten, in Staukörper am Eisrand geschüttet. Die geschichteten Kies-Sand-Gemische stellen dabei Deltaablagerungen mit Rinnen dar, deren Mächtigkeit stellenweise an die 200 m (beim Talausgang des Bergbachtales) erreicht. Zumeist ist die Mächtigkeit aber deutlich geringer, wie Festgesteinsaufschlüsse in stärker eingetieften Gräben zeigen (z.B. Graben südlich Eisendle in 900 m Seehöhe). Generell zeigt der kartierte südliche Abhang der Kreuzeckgruppe eine treppenförmige Morphologie, wobei die flachen Bereiche von Eisrandablagerungen gebildet werden und die steileren Areale dazwischen oft aus Festgestein bestehen. Am Talausgang des Bergerbachtales befinden sich in den Eisrandablagerungen drei Trockentäler (auf ca. 1.000 m, 850 m und 780 m Seehöhe), die etwa in östliche Richtung entwässerten, während es im Bereich westlich des Gnoppnitzbachtales zwei Trockentäler (auf ca. 850 m und 700 m Seehöhe) gibt, die nach Süden abfallen.

Massenbewegungen

Aufgrund des hohen Reliefs sind in vielen Bereichen des Kartierungsgebietes Auswirkungen gravitativer Massenbewegungen anzutreffen. Im Folgenden werden daher nur die auffälligsten Bereiche näher beschrieben.

Südlich des Naßfeldriegels (2.238 m) befindet sich eine großflächige, komplexe Massenbewegung. Deren unregelmäßig geformte und von Zerrgräben begleitete Abrisskante lässt sich entlang des Kammes von der Emberger Alm in 1.940 m Seehöhe bis zum Naßfeldtörl (2.172 m) und weitere 800 m gegen Westen hin verfolgen. Darunter befindet sich ein tiefgreifend aufgelockerter Bereich. In der östlichen Hälfte, in welcher der Versatzbetrag geringer erscheint, lassen sich noch Großschollen aus Festgestein mit auflagernden glazigenen Sedimenten ausmachen. Hingegen ist im Westteil unter der an die 200 m hohen Abrissfläche eine einförmige Fließmasse vorhanden. Entwässert wird die Massenbewegung über das Bergerbachtal. Auffallend ist, dass an den Flanken dieses recht kurzen Tales sehr mächtige Eisrandsedimente vorhanden sind. Es wäre denkbar, dass die Massenbewegung bereits in der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) aktiv war und die Massenbewegung sehr viel Material lieferte, das vom Bach in den damaligen Eisrandstausee transportiert wurde.

Der Nordrand des flach gegen Osten abfallenden Kares südöstlich des Naßfeldriegels (2.238 m), als auch der die Emberger Alm im Norden begrenzende Rücken werden durch absätzige Bewegungen morphologisch akzentuiert. In beiden Fällen sind etwa E–W orientierte Abrisskanten mit Versätzen von wenigen Zehnermetern vorhanden.

Eine eher geringe Auflockerung zeigt auch der Hang am Übergang vom Drautal in das Gnoppnitzbachtal unterhalb der Emberger Alm. Hier gibt es zahlreiche NE–SW orientierte Gräben, die durch antithetische Bewegungen an steilstehenden Trennflächen erzeugt werden. Dazu kommen einzelne, kleinere Abrisse mit Versätzen, die maximal einige Zehnermeter aufweisen.

Literatur

Ertl, V. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 7 S., 2 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06332-RA/181/1985]

Ertl, V. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 450–451, Wien.

Griesmeier, G.E.U. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.

Griesmeier, G. (2019): Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**/1–4, 131–143, Wien.

Hoke, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A. & Schlüchter, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**/1, 47–55, Basel. http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0

Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G. & Wick, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, **68**/2, 284–302, Cambridge. http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002

Reitner, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, **164**, 64–84, Oxford.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

Schuster, R. (2020): Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 507–512, Wien.

Schuster, R. & Schuster, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 453–455, Wien.

Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R. & Frank, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **44**, 111–141, Wien.

Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Arbeitsgebiet

Im Jahr 2019 wurde mit der Kartierung des südwestlichen Viertelblattes von NM 33-12-13 Hollabrunn begonnen. Von diesem wiederum wurde die westliche Hälfte bereits von ROETZEL (2015) veröffentlicht. Die in 2019 und 2020 kartierten Gebiete sind ausschließlich der Autochthonen Molasse zuzurechnen, weitere tektonische Einheiten kommen nicht vor. Im weitaus größten Teil des 2020 kartierten Gebiets treten an der Oberfläche Einheiten der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ auf. Vom Autor wurden zum Auffinden der häufig von Löss verdeckten Laa-Formation zahlreiche Handbohrungen bis 1 m Tiefe durchgeführt.

Das in 2020 geologisch kartierte Gebiet ist im Norden durch die Ortschaften Stranzendorf sowie Ober- und Unterhautzental begrenzt, im Osten durch Sierndorf und Oberolberndorf, im Süden durch Zissersdorf und den nördlichen Ortsrand von Hausleiten, sowie im Westen durch Seitzersdorf-Wolfpassing. Das Gebiet umfasst somit die südliche Hälfte der Osthälfte des südwestlichen Viertelblattes. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012) und VAN HUSEN & REITNER (2011). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (GRILL, 1962; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL et al., 2009; ROETZEL, 2015), bzw. auf der Basis eigener Beobachtungen.

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatium)

Von den drei Faziesvarianten der Laa-Formation (konglomeratisch, sandig und tonig-mergelig, siehe ausführliche Beschreibung in ROETZEL et al., 2009) wurde im Arbeitsgebiet nur die tonig-mergelige Variante gefunden. Dies mag daran liegen, dass diese Fazies allgemein am häufigsten vorkommt und der allergrößte Teil des Arbeitsgebietes von Löss bedeckt ist. Zudem wurde Laa-Formation nur östlich des Stranzendorfer Baches zwischen Hausleiten und Wolfpassing in Handbohrungen angetroffen. Die entnommenen Proben enthielten Mikrofossilien (hauptsächlich planktische und benthische Foraminiferen sowie Diatomeen), die ein karpatisches Alter anzeigen (oberes Untermiozän, ROETZEL et al., 2009; GEBHARDT, 2018). In einer kürzlich angelegten Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf wurde tonig-mergelige Laa-Formation in 13 m Tiefe angetroffen. Die Karte von GRILL (1957) zeigt eine Verbreitung der Laa-Formation, die nach Norden bis in das Ortsgebiet von Wolfpassing hineinreicht. Vom Autor wurden hier nur Jüngerer Deckenschotter und brauner Lehm angetroffen bzw. erbohrt. Vermutlich sind die instabilen und steilen Hänge in den letzten 70 Jahren oft abgerutscht und künstlich stabilisiert worden, sodass heute keine Vorkommen mehr an der Oberfläche zu finden sind.

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terassenschotter, Günz-Eiszeit)

Am östlichen Ortsausgang von Unterhautzental treten südlich der Hauptstraße Ältere Deckenschotter zutage (gute Aufschlüsse im Straßengraben und an der Ostseite des Sportplatzes). Die Kiese können noch mehrere 100 m am nördlichen Steilhang des Parschenbrunner Baches nach Osten hin verfolgt werden. Das Vorkommen hat an dieser Stelle eine Mächtigkeit von mindestens 2 m und befindet sich knapp unterhalb von 220 Höhenmetern. Die in der Karte von GRILL (1957) eingezeichneten Vorkommen nördlich der Hauptstraße sind heute von Neubauten verdeckt. Die Schotter entsprechen den bisherigen Beschreibungen (z.B. GEBHARDT, 2016; typische orangene Färbung).

Jüngere Deckenschotter („Jungpleistozän“)

Die Jüngeren Deckenschotter (um 200 Höhenmeter, eher weißliche Färbung, gute Sortierung, Seltenheit von sehr großen Geröllen) treten an der Oberfläche an folgenden Orten auf: In den alten Kiesgruben südlich Wolfpassing, in und um Zissersdorf, entlang des Stranzendorfer Baches zwischen Wolfpassing und Hausleiten und südlich von Oberolberndorf. Diese Vorkommen befinden sich sämtlich am südlichen Rand des Arbeitsgebietes, in der Nähe zum Wagram und weisen Mindestmächtigkeiten von 2 m auf (Schotter und zwischengelagerte Sande). Vermutlich ist hier die Löss-Überdeckung geringer (siehe nächster Abschnitt). Im Untergrund treten Jüngere Deckenschotter auch mehrere Kilometer weiter nördlich auf, wie die bereits erwähnte Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf zeigt.

Löss, untergeordnet Lösslehm

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindln) und/oder Lössschnecken nehmen den weitaus größten Anteil des Arbeitsgebietes ein. In der Ebene nördlich der Schnellstraße Stockerau–Horn, bis zu den Hügeln ab Stranzendorf-Unterhautzental ist Löss das einzig vorkommende prä-holozäne Sediment. Die Mächtigkeiten reichen von wenigen Dezimetern, vornehmlich am südlichen Rand des Arbeitsgebietes, bis zu > 10 m im Norden. Aufschlüsse mit mächtigen Lössen sind beispielsweise entlang der Straße südlich von Stranzendorf zu finden, erwähnt sei hier auch die Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf (> 10 m). Vermutlich aufgrund der ungünstigen Aufschlusssituation wurden im Berichtszeitraum keine mehrteiligen Lössprofile gefunden. Das Alter der Lösse wurde im Rahmen dieser Kartierung nicht ermittelt. Der mögliche Ablagerungszeitraum reicht jedoch vom obersten Pliozän (Stranzendorf; RABEDER (1981); VAN HU-

sen & Reitner, 2011) bis in das Spätpleistozän (Fuchs & Grill, 1984). Die Lössbedeckung in der Ebene außerhalb von Oberolberndorf und Zissersdorf ist nicht von Vorkommen von Jüngerem Deckenschotter durchbrochen, wie dies weiter westlich gelegentlich der Fall ist (vgl. Roetzel, 2015).

Solifluktions- und Flächenspülungssediment

Die braunen, oft kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach, die jetzt durch landwirtschaftliche Aktivität überprägt sind. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein, auch Lockergesteinen wie Deckenschotter oder Löss, ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen.

Bach- oder Flussablagerung

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Parschenbrunner Bach, Stranzendorfer Bach), aber auch ihrer kleineren Zuflüsse kartiert. Die ebenen Flächen entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen sind heute von Böden bedeckt und werden landwirtschaftlich genutzt. Der Verlauf des Stranzendorfer Baches ist aus zwei Gründen besonders interessant. Zum einen verläuft er ab dem Austritt aus dem nördlichen Hügelland nicht mehr in seinem natürlichen Bett, sondern ist durch bauliche Maßnahmen verlegt und begradigt worden. Zum anderen führte er südlich von Stranzendorf ehemals eine weiträumige Schleife aus, die inzwischen abgeschnürt wurde. Dies ist wahrscheinlich auf weitgehend natürliche Art erfolgt, da der ursprüngliche Bachverlauf durch Schüttungen eines Schwemmfächers abgeschnitten wurde.

Schwemmfächer

Deutlich kegelförmige morphologische Erhebungen in Verbindung mit Einmündungen von Bächen oder Taleinkerbungen wurden südlich von Stranzendorf kartiert (siehe oben).

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Bebauung)

Künstliche Anschüttungen wurden beim Bau der Schnellstraße S3 (Stockerau–Hollabrunn) an zahlreichen Stellen vorgenommen. Daneben gibt es zahlreiche kleinere Anschüttungen innerhalb oder am Rand von Siedlungen (z.B. Zissersdorf, Unterhautzental), die aber nicht in allen Fällen in die Karte eingetragen wurden.

Paläogeografische Interpretation

Der Bereich zwischen der knapp außerhalb des Arbeitsgebietes liegenden Geländestufe des Wagram im Süden und den ersten Erhebungen des sich nördlich anschließenden Hügellandes (Neuberg, Eisenberg) ist nahezu durchgehend eben ausgebildet und fast vollständig von Löss bedeckt. Im Untergrund sind Jüngere Deckenschotter und darunter Laa-Formation anstehend. Diese Ebene stellt eine mittelpleistozäne Flussterrasse der Donau dar, die in weiterer Folge von Löss bedeckt wurde. Es ist nicht bekannt, ob die nördliche Begrenzung dieser Ebene gegen das Hügelland auch von einer tektonischen Störung begleitet wird.

Literatur

Fuchs, W. & Grill, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Gebhardt, H. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.

Gebhardt, H. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 190–196, Wien.

Grill, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Grill, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Krenmayr, H.-G., Ćorić, S., Gebhardt, H., Iglseder, C., Linner, M., Mandl, G.W., Reitner, J., Rockenschaub, M., Roetzel, R. & Rupp, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

Rabeder, G. (1981): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **8**, 1–373, Wien.

Roetzel, R. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 39 Tulln. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Roetzel, R., Ahl, A., Götzinger, M.A., Koçiu, A., Pristacz, H., Schubert, G., Slapansky, P. & Wessely, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Schnabel, W., Krenmayr, H.-G., Mandl, G.W., Nowotny, A., Roetzel, R. & Scharbert, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

van Husen, D. & Reitner, J.M. (2011): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – E&G Quaternary Science Journal, **60**, 366–387, Göttingen. http://dx.doi.org/10.3285/eg.60.2-3.09

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 523–528 | Wien, Dezember 2020

Buchbesprechungen

THOMAS GLADE (Hrsg.), MARTIN MERGILI (Hrsg.) & KATRIN SATTLER (Hrsg.) (2020): **ExtremA 2019 – Aktueller Wissensstand zu Extremereignissen alpiner Naturgefahren in Österreich.** – 776 S., 150 Abb., Göttingen (V&R Unipress, Vienna University Press).

ISBN Open Access (PDF): 978-3-7370-1092-4
ISBN Print: 978-3-8471-1092-7
Preis: 90,00 €
https://www.vandenhoeck-ruprecht-verlage.com/themen-entdecken/sozial-rechts-und-wirtschaftswissenschaften/natur-landschaft/55101/extrema-2019?c=1824

Dieses Buch mit einem Umfang von 776 Seiten zeichnet sich zum einen durch Vollständigkeit und zum anderen durch eine klare Gliederung aus. Letztere macht den Einstieg in die Materie, auch für diejenigen, die nicht unmittelbar mit der Thematik befasst sind, einfach und leicht.

Die Gliederung erfolgt in drei Teilen. In Teil I – Ausgangssituation (S. 45–72) – wird ein Überblick (Kapitel 1) gegeben sowie die Terminologie, Definitionen und Arten alpiner Naturgefahren gegeben, auch Herausforderungen und Umgang damit werden angesprochen, ebenso wird der Frage nachgegangen: „Was sind Extremereignisse?“ (Kapitel 2).

Teil II, Extremereignisse einzelner Prozesse und Prozessbereiche (S. 75–620), wird in die Teile A (Meteorologische Extremereignisse), B (Hydrologische Extremereignisse), C (Gravitative Extremereignisse), D (Glaziale und periglaziale Extremereignisse) und E (Weitere Extremereignisse) gegliedert, die Darstellung der Inhalte erfolgt in den Kapiteln 3 bis 24.

Teil III, Weitere gesellschaftsrelevante Aspekte (S. 621–765), umfasst die Kapitel 25 bis 29. Hier kommen der Schutzwald und Extremereignisse (Kapitel 25), dann der Schutz kritischer Infrastrukturen (Kapitel 26) ebenso zur Sprache, wie die Vulnerabilität (Kapitel 27), die Ökonomische Dimension alpiner Naturgefahren (Kapitel 28) sowie schlussendlich das Management im Katastrophenschutz (Kapitel 29) zur Sprache.

Jedes Kapitel wurde von Fachexpertinnen und Fachexperten verschiedener universitärer und außeruniversitärer Forschungseinrichtungen aus dem In- und Ausland verfasst. Dazu kommen Vertreter aus dem Bereich von Landesdienststellen, Bundesministerien, wie auch der Österreichischen Hagelversicherung oder des Landesfeuerwehrverbandes (von Tirol).

Auch jener Bereich der alpinen Naturgefahren, die wohl einem weiteren Kreis vertraut sein dürften, Stichwort: Gravitative Massenbewegungen (Teil C), ist hier in mehrere Kapitel aufgegliedert. Damit wird einmal mehr die Komplexität der Thematik, die von Felsgleitungen über Steinschlag, Hangrutschungen bis hin zu Muren und Lawinen reicht, sichtbar. Nicht umsonst ist Teil C ein breiter Raum (S. 367–533) gewidmet.

Wie vielschichtig diese Thematik ist, zeigt das Thema Schutzwald (Kapitel 25). Hier geht es nicht alleine um die Bedeutung des Waldes, sondern auch um dessen Bedrohungen, wie sie etwa der Borkenkäfer darstellt. Natürlich spielt auch der Klimawandel eine Rolle, nicht alleine aufgrund des Auftauens des Permafrostes (S. 551–552) ist er ein Thema, auch beim Schutzwald (S. 650) wirkt sich der Klimawandel auf die Entwicklung des Waldes aus. Die Reihe der Beispiele, welche die Komplexität und die Interaktion der verschiedenen Bereiche/Themen aufzeigen, ließe sich noch lange fortsetzen.

Fazit: Dieses breit angelegte, von einem Gremium erstklassiger Experten verständlich geschriebene Opus Magnum ist nicht „nur“ ein Kompendium des aktuellen Wissensstandes zu Extremereignissen im alpinen Raum, vielmehr ist es zu einem Lehrbuch geworden, das weit über Österreich hinaus Beachtung verdient und auch finden wird.

THOMAS HOFMANN

MARIANNE KLEMUN (2020): **Wissenschaft als Kommunikation in der Metropole Wien – Die Tagebücher Franz von Hauers der Jahre 1860–1868.** – 460 S., illustriert, Wien–Köln–Weimar (Böhlau).

ISBN: 978-3-205-20968-3
Preis: 50,00 €
https://www.vandenhoeck-ruprecht-verlage.com/themen-entdecken/geschichte/geschichte-der-neuzeit/55055/wissenschaft-als-kommunikation-in-der-metropole-wien

Tagebücher von Geologen sind ein wichtiger Bestandteil im Archiv der Geologischen Bundesanstalt (GBA); meist handelt es sich um sogenannte Feldtagebücher, die Beobachtungen und Aufzeichnungen im Feld (= Gelände) enthalten. Neben diesen existieren vereinzelt auch persönliche Tagebücher, wobei jene von Franz von Hauer (1822–1899) einen raren Schatz darstellen.

In vorliegendem Opus hat Marianne Klemun unter Mitarbeit von Karl Kadletz die persönlichen Tagebücher Franz von Hauers editiert, kommentiert und kontextualisiert. Herzstück der Tagebücher ist jenes (Signatur: A 00077-TB), das Aufzeichnungen von September 1860 bis November 1861 sowie Einträge von 30. Jänner bis 6. Februar 1864 und vom 9. Jänner bis 6. Juli 1868 enthält. Hauer war in dieser Zeit Vizedirektor und ab 1. Dezember 1866, in Nachfolge von Wilhelm von Haidinger, Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Diese Position hatte er bis 1885 inne, als er als Generalintendant an das k. k. naturhistorische Hof-Museum wechselte. Hauer gehörte mit Wilhelm von Haidinger und Eduard Suess zu den wichtigsten Vertretern der Erdwissenschaften im 19. Jahrhundert. Damals waren die 1849 gegründete k. k. Geologische Reichsanstalt ebenso wie die 1847 gegründete Akademie der Wissenschaften und das erwähnte k. k. naturhistorische Hof-Museum die großen institutionellen Player in der Scientific Community der Reichshaupt- und Residenzstadt Wien. Die Rolle der Universität Wien beginnt mit Eduard Suess, der ab 1857 außerordentlicher Professor für Paläontologie wurde und ab 1862 das Ordinariat für Geologie bekleidete. Neben den Institutionen waren damals vor allem Vereine prägend; hier sei der von Haidinger begründete Verein der „Freunde der Naturwissenschaften" (1845–1851) hervorgehoben. Weitere Gesellschaften, wie die 1856 gegründete Geographische Gesellschaft, lieferten wichtige Impulse.

Wesentlich, um auf die Rolle der Kommunikation, wie sie im Haupttitel des Buches genannt wird, zurückzukommen, waren die wöchentlich abgehaltenen Sitzungen der jeweiligen Institutionen (Dienstag: k. k. Geologische Reichsanstalt; Donnerstag: Akademie der Wissenschaften), die es bis zum heutigen Tag gibt. Bei diesen Treffen wurden vor einem Fachauditorium neueste Erkenntnisse der Wissenschaften referiert und diskutiert. Mit dem 1860 gegründeten „Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse" wurde der Fokus auf allgemeine Verständlichkeit gelegt, um ein größeres Publikum zu erreichen. Abseits dieser wöchentlichen Fixpunkte, die jeweils von Nachsitzungen in Gasthäusern begleitet wurden, gab es intensive Kontakte, die den Fortgang der Naturwissenschaften entscheidend geprägt haben. Und in eben dieses Netzwerk, bestehend aus persönlichen Besuchen, Vorsprachen, Briefen usw., geben die von Klemun editierten privaten Tagebücher Hauers Einblick.

Hauer hatte einen strukturierten Tagesablauf, dies lassen Termini wie: „Morgens", „Früh", „Vormittag" bis hin zu „Abends" erkennen. Dazu Klemun (S. 37): „*An der konsequent monotonen Erwähnung von `Morgens´* lässt sich ablesen, dass sie eine wichtig erachtete Zeitspanne des Alltags ausmacht."

Hauer schildert nicht nur seine Besuche bei wichtigen Vertretern, allen voran Haidinger („In der Früh zu Haidinger" [24.12.1860]), er dokumentiert auch seine enge Beziehung zu den Eltern, die hier als „Ältern" geschrieben werden. Dies zeigt sich beim Eintrag vom 24. Dezember 1860: „*Abends Christbaum bei den* Ältern" ehe er am 25. Dezember schreibt: „*Abends Christbaum bei uns.*" Einmal mehr wird hier auch seine publizistische Tätigkeit für die Zeitung „Das Vaterland" evident, die er zusammen mit Otto von Hingenau (1818–1872) ausübte. Dazu der Eintrag vom 8. Freitag [Februar 1861]: „*Morgens Vaterland-Artikel fertig gemacht, dann ihn mit Hingenau, der kam, durchgelesen.*"

Die stete Kommunikation, das Networking, um einen Terminus des 21. Jahrhundert zu verwenden, war auch ein Schlüssel zum Erfolg der Erdwissenschaften in Wien im 19. Jahrhundert, die damals eine Blüte erlebten. Betrachtet man diesen umfassenden Kommunikationsansatz, den Klemun in perfekter Weise herausgearbeitet hat, so ist dieses Buch keineswegs auf die historische Sichtweise beschränkt, sondern vielmehr ein auch heute gültiger Leitfaden für eine erfolgreiche Positionierung einer Wissenschaftsdisziplin.

Das Buch zeichnet sich in doppelter Weise aus: Zum einen ist es die Wiedergabe der Tagebücher Hauers, die bislang unbekannt waren, das sind 132 Textseiten. Zum anderen sind es aber jene 328 Seiten aus der Feder der erfahrenen und international anerkannten Wissenschaftshistorikerin, die das Buch einzigartig machen. Klemuns Hauptverdienst ist das Einbetten von Hauers Aufzeichnungen in die damalige Zeit, das Aufzeichnen von Mechanismen, von Kommunikationsstrategien, das weit über den Rahmen des Tagebuchinhaltes im engeren Sinn hinausgeht. Einmal mehr wird evident, dass Kommunikation kein Nine-to-five Job, sondern eine 7/24 Mission mit Herzblut ist. Nur so ist Erfolg garantiert.

Die Autorin setzt in ihren Ausführungen auch inhaltliche Schwerpunkte. Sie erörtert, basierend auf den Tagebüchern, etwa den seinerzeitigen Konflikt der k. k. Geologischen Reichsanstalt mit der Akademie der Wissenschaften bzw. greift sie auch die Debatten über Darwin in Wien auf, dessen Werk Hauer kennt und liest. Auch Meteorite sind ein Thema, das sie im Kapitel 11 „Meteorite zwischen lokal und global: Zirkulation von Wissensobjekten und ihre Transformation in Wissenschaftsobjekte" ab Seite 182 beschreibt. Damit liefert das breit angelegte Buch wertvolle Informationen zum Verständnis der Geschichte der Erd- bzw. Naturwissenschaften im Wien des 19. Jahrhunderts. Dazu Klemun: „*Was eben in meinem Buch für die Wissenschaftsgeschichte neu ist, ist die Betonung der verbalen Kommunikation, des direkten Wortes. Dafür ist das Tagebuch eine ganz besondere Quelle!*"

Ein umfangreiches Namensverzeichnis (ab S. 354) und eine Bibliografie (ab S. 425) runden das Buch ab. Fazit: Auf Grundlage der Edition von Tagebüchern zeigt Klemun in einem breiten Ansatz Mechanismen und Instrumente der Kommunikation im Bereich der Erdwissenschaften im

engeren Sinne bzw. der Naturwissenschaften im weiteren Sinne auf; diese haben sich im 19. Jahrhundert als erfolgreich erwiesen und sind in ihren Grundzügen auch noch im 21. Jahrhundert von Bedeutung. Damit ist das Buch ein Meilenstein, nicht nur zum Verständnis der Geschichte der Erdwissenschaften, sondern auch für die Geschichte der Kommunikationswissenschaften.

THOMAS HOFMANN

DEUTSCHE GESELLSCHAFT FÜR GEOTECHNIK E.V. (Hrsg.) (2020): **Geotechnisch-markscheiderische Untersuchung, Bewertung und Sanierung von altbergbaulichen Anlagen – Empfehlungen des Arbeitskreises Altbergbau.** –162 S., illustriert, Berlin (Verlag Ernst & Sohn).

ISBN: 978-3-433-03297-8
Preis: 79,00 €
https://www.ernst-und-sohn.de/geotechnisch-markscheiderische-untersuchung-bewertung-und-sanierung-von-altbergbaulichen-anlagen-e-bundle

Das Thema des Arbeitskreises 4.6. Altbergbau wird von einer breiten Fachöffentlichkeit getragen, somit sind neben der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik (DGGT) auch die Deutsche Geologische Gesellschaft mit der Geologischen Vereinigung (DGGV) und der Deutsche Markscheider-Verein (DMV) die weiteren Herausgeber.

Dazu zunächst die Definition des Begriffes Altbergbau (S. 2): „*Gesamtheit aller bergmännisch hergestellten Hohlräume (Grubenbaue) einschließlich Bohrungen sowie Tagebaue, Halden, Kippen und Restlöcher, die bergbaulich nicht mehr genutzt werden. Sonstige aufgefahrene unterirdische Hohlräume nicht bergbaulichen Ursprungs wie z.B. Bergkeller, Höhler, Luftschutzstollen und Tunnel erfahren durch ihre Vergleichbarkeit mit Grubenbauen eine sinngemäße Zuordnung (siehe DIN 21 913, Teil 6).*“

Das Buch ist in acht Abschnitte gegliedert, die wie folgt angeführt werden.

1) Empfehlung „Geotechnisch-markscheiderische Untersuchung und Bewertung von Altbergbau“ des Arbeitskreises 4.6 der Fachsektion Ingenieurgeologie der DGGT e.V.

2) Empfehlung „Geotechnisch-markscheiderische Untersuchung und Bewertung von Tagebaurestlöchern, Halden und Kippen des Altbergbaus“.

3) Empfehlung „Sicherungs- und Verwahrungsarbeiten im Altbergbau“.

4) Empfehlung „Geotechnisch-markscheiderische Bewertung und Sanierung von altbergbaulich beeinflussten Gebieten hinsichtlich ihrer baulichen Nachnutzung“.

5) Empfehlung „Wasserführende Stollen: Erkundung – Bewertung – Sanierung“.

6) Empfehlung „Grubengase im Altbergbau“.

7) „Bergschadenkundliche Analyse“: Grundlagen – Stand – Inhalt – Risikobewertung.

8) Empfehlung „Monitoring im Altbergbau“.

Neben einer gut gegliederten Darstellung, wo etwa Aspekte wie Bearbeitungsetappen und Erkenntnisstufen, Rechtsvorschriften und Normen und Ursache-Wirkung-Beziehungen behandelt werden, finden sich Angaben zu Gesetzen, zuständigen Behörden sowie gültigen Normen und Rechtsvorschriften. Definitionen und Begriffserklärungen gewährleisten das allgemeine Verständnis des Textes.

Auch wenn dieses Buch von deutschen Experten für Deutschland erarbeitet wurde, so gilt es inhaltlich auch für andere Länder. Altbergbaue haben da wie dort viele Gemeinsamkeiten. Mit diesem empfehlenswerten Buch liegt eine kompakte und vor allem profund erarbeitete Synopsis aller Aspekte des Altbergbaus vor. Dieses Wissen ist insofern von großer Bedeutung, da sich Altbergbaue auch im Bereich besiedelter Gebiete befinden und somit ein Gefahrenpotential darstellen.

THOMAS HOFMANN

ANDREA FISCHER & BERND RITSCHEL (2020): **Alpengletscher – Eine Hommage.** – 256 S., illustriert, Innsbruck (Tyrolia).

ISBN: 978-3-7022-3846-9
Preis: 39,00 €
https://www.tyroliaverlag.at/list?back=0522537ebdd8d53c920143b708f082d0&xid=38840491

Wenn sich zwei Experten zusammentun, dann ist großes bzw. großartiges zu erwarten. So geschehen bei vorliegendem Buch. Die Glaziologin Andrea Fischer (AF) vom Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Innsbruck hat den wissenschaftlich fundierten Text verfasst. Die wunderbaren Fotos für diesen großformatigen Bildband, der eine Hommage an die Alpengletscher der Ost- und Westalpen darstellt und vom Großglockner bis zum Mont Blanc reicht, machte der Fotograf Bernd Ritschel (BR). Beide haben sich seit Jahrzehnten mit Gletschern aus der jeweils individuellen Perspektive befasst, sie schreiben dazu in der

Einleitung: „*Es sind geradezu die Zwischen- und Nebentöne, die nicht so sehr in Zahlen zu fassen sind, die hier Platz haben dürfen.*“

Nach einem einleitenden Essay (AF), Vom Eis und seiner Ewigkeit: Die Geschichte der Gletscher, der natürlich reich bebildert ist, folgen im Hauptteil (Eine Bildreise durch die Alpen: Von Ost nach West, vom Großglockner zum Mont Blanc) insgesamt 20 einseitige Unterkapitel, welche die gesamte Themenvielfalt der Gletscher abdecken. Herausgegriffen seien nur einige Aspekte: Wie Gletschereis entsteht; Vom Vermessen der Gletscher; Formbarkeit und Bewegung des Eises; Von der Nutzung vergletscherter Flächen; Aletschgletscher: der längste Gletscher der Alpen bis hin zu finalen Aspekten wie: Die Vegetation kehrt zurück. Am Schluss schreibt Andrea Fischer wieder einen Essay, diesmal zum Thema: Von Erforschung und Erschließung der Gletscher: Wie der Mensch aufs Eis kam.

Diesbezüglich passend gibt es Wanderungen zu besonderen Plätzen und Aussichtspunkten (S. 248ff.). Hier sind Gletscherwege, angefangen von den Hohen Tauern, den Zillertaler- oder Ötztaler Alpen, über Glarner-, Berner- und Walliser Alpen bis hin zum Mont Blanc-Gebiet gelistet. Die Angaben von Ausgangspunkt, Schwierigkeit und Gehzeit sowie Höhendifferenz sind große Hilfen für Gletschertouren.

Am Ende der Textbeiträge sind Anmerkungen, sprich Kurzzitate, die zur Literatur und zu den Quellen führen; das Literaturverzeichnis finden sich ab Seite 252.

Fazit: Ein beeindruckender Bildband mit Texten, die sowohl leicht lesbar wie auch wissenschaftlich fundiert sind. Über den ästhetischen Zugang der Bilder wird die Neugier für die Welt der Gletscher geschaffen, durch die Texte kommt es zum nachhaltigen Verständnis für die hochkomplexen Gletscher in ihrem örtlichen wie zeitlichen Umfeld. Diese Hommage, so der Untertitel, ist auf hohem Niveau gelungen. Gratulation!

THOMAS HOFMANN

HANS EGGER (2020): **Bunte Steine – Ausflüge in die Erdgeschichte Ybbs- und Trauntal.** – 156 S., illustriert, Salzburg (Verlag Anton Pustet).

ISBN: 978-3-7025-0991-0
Preis: 25,00 €
https://pustet.at/de/buecher.cp?pageid=49&perpage=12&catids=&artid=961&curpage=1&pagecnt=1&offset=0&search=&bricksslice=false&totalcnt=1&setppage=0

Der Titel des Buches ist Adalbert Stifters Erzählungen „Bunte Steine“ geschuldet und könnte kaum passender für die vielfältige Geologie der ober- und niederösterreichischen Alpen sein. Das Buch bildet die östliche Fortsetzung von Eggers Buch „Lebensräume – Ausflüge in die Erdgeschichte von Salzburg und Oberbayern“, das 2017 ebenfalls im Pustet-Verlag in gleicher Aufmachung erschien. Dazu Hans Egger, langjähriger Leiter der Fachabteilung Paläontologie & Stratigraphie an der Geologischen Bundesanstalt (GBA), im Vorwort: „*Salopp formuliert könnte man sagen, dass im vorliegenden Buch geologische Schmankerl aus den oberösterreichischen Alpen aufgetischt werden und auch über den Tellerrand ins benachbarte Niederösterreich geblickt wird.*“

In vier Abschnitten, Nördliche Kalkalpen, Rhenodanubikum, Helvetikum und Ultrahelvetikum sowie Quartärzeitliche Ablagerungen und Geländeformen, beschreibt Egger 30 geologisch interessante Punkte. Darunter sind nicht nur Gesteinsaufschlüsse, sondern auch Quellen, Bergstürze, Naturdenkmale und Klammen. Klassische Lokalitäten, wie das Leopold-von-Buch-Denkmal bei Großraming und der Pießling-Ursprung in Roßleithen, kommen ebenso vor, wie Lokalitäten, die vorwiegend in Fachkreisen bekannt sind, etwa der Steinbruch Reidl bei Ybbsitz.

Egger, dessen geologische Expertise in den Voralpen liegt, die er zwischen Salzburg und Niederösterreich in den letzten Dekaden als kartierender Geologe intensiv erforscht hat, versteht es, die teils sperrigen geologischen Inhalte nicht nur klar und verständlich, sondern auch gewürzt mit Humor und Sprachwitz zu vermitteln. So verleiht er Exkursionspunkt 20, „Die Buntmergelserie bei Viechtwang“ den Untertitel „Fensterln im Almtal“ und führt im Vorspann des Beitrages wie folgt aus: „*Das Fensterln war lange Zeit ein wichtiger Teil alpiner Erotik. Es ist ganz einfach: Nächstens klopft ein junger Mann behutsam an das Fenster seiner Angebeteten und wenn er Glück hat, wird er eingelassen. Den Rest kann man sich ja denken. Auch geologisch Interessierte, Männer wie Frauen, klopfen im Almtal gelegentlich an ein Fenster, ungestüm benützen sie dabei gleich den Hammer, denn das Ziel ihres Begehrens ist kein Techtelmechtel oder Gspusi, sondern die farbenfrohe Buntmergelserien aus der Kreide-Zeit.*“ Der eigentliche Text liest sich dann so: „*Schönheit ist sie keine, die Buntmergelserie, eher ein grauslicher Gatsch. Aber auch hier gilt, dass Äußerlichkeiten nicht zählen, verlegen wir uns also auf die inneren Werte. So gesehen ist die Buntmergelserie im Greisenbach ein Mergel, also ein Gestein, das gut zur Hälfte aus Kalziumkarbonat besteht, […].*“

Eindrucksvolle Bilder, Grafiken und Wegskizzen mit Angabe der Koordinaten ergänzen die jeweiligen Exkursionspunkte und erschließen sie einem breiten Publikum mit geologischen Interessen.

Fazit: Leicht und locker lesbar. Witzig und gleichzeitig wissenschaftlich fundierte Geologie, die Lust auf mehr, etwa Wanderungen, macht.

THOMAS HOFMANN

Bundesdenkmalamt (Hrsg.) & Gerold Esser (Red.) (2020): **Kulturlandschaft Kellergassen Weinviertel, Symposium in Poysdorf vom 26. bis 28. Oktober 2018.** – Österreichische Zeitschrift für Kunst und Denkmalpflege, **LXXIII** (2019), Heft 3–4, 216 S., illustriert, Wien–Horn (Verlag Berger).

ISSN: 0029-9626
Preis: 20,00 €
https://www.verlag-berger.at/detailview?no=2824
DOWNLOAD: ÖZKD 2019 – Heft 3/4
https://bda.gv.at/publikationen/details/oesterreichische-zeitschrift-fuer-kunst-und-denkmalpflege-2019-heft-34/

In den letzten Dekaden wurden Kellergassen immer mehr zum multidisziplinären Forschungsthema. Von 26. bis 28. Oktober 2018 fand in Poysdorf im Weinviertel ein Symposium zum Thema „Kulturlandschaften Kellergassen Weinviertel“ statt.

Der reich bebilderte Tagungsband ist in vier Themenbereiche gegliedert: „Erforschung & Erschließung“, „Schutz & Steuerung“, „Erhaltung & Weiterentwicklung“ sowie „Nutzung & Vermittlung“.

Themenbereich 1 (Erforschung & Erschließung) enthält unter anderem Beiträge von Pionieren wie Johann Kräftner, der sich in den späten 1970er Jahren mit Naiver Architektur in Niederösterreich befasste und hier vielbeachtete Bildbände publizierte, oder Andreas Schmidbauer, der 1990 an der TU Wien über Kellergassen seine Doktorarbeit schrieb. Auch der nimmermüde Heinz Wiesbauer referiert hier über Löss und Hohlwege, wo er schon früh wesentliche Beiträge lieferte.

Themenbereich 2 (Schutz & Steuerung) mit vier Beiträgen umfasst Aspekte der Kulturlandschaft im Allgemeinen (Beitrag Caviezel), wie jene der Kellergassen im Besonderen (Beitrag Mahringer). Die Rolle der Raumplanung (Beitrag Scherz), wie auch das Management und die damit verbundenen Perspektiven (Beitrag Zech) finden hier ebenso Berücksichtigung.

Bei Themenbereich 3 (Erhaltung & Weiterentwicklung) geht es um Materialien (Sand, Kalk), wie sie vor allem bei der Renovierung von Bedeutung sind. Hubert Feiglsdorfer, Roland Meingast und Franz Ottner schreiben über „Lehm und Lehmbau in Weinviertler Kellergasse – Bestand, Erhaltung und Sanierung“. Ein Leitfaden (Beitrag Jirout & Jirout) befasst sich mit gesetzlichen Grundlagen und auch mit möglichen Nutzungsoptionen.

Schließlich werden im Themenbereich 4 (Nutzung & Vermittlung) nicht nur Szenarien, sondern auch der Wertewandel (Beitrag Breindl) bereits gelebter und erfolgreicher Initiativen in vier Beiträgen aufgezeigt. Hinzuweisen ist auf den Beitrag von Johannes Rieder (Poysdorf), der sich seit Jahrzehnten mit viel Liebe und Energie in zahlreichen Initiativen dafür einsetzt, dass die Kellergassen positiv im Bewusstsein der Bevölkerung verankert werden, um die ihnen gebührende Wertschätzung zu bekommen.

Fazit: Die insgesamt 19 Beiträge liefern einen breiten Ansatz, der Grundlegendes zur Kontextualisierung der Kellergassen im interdisziplinären Forschungsraum aufzeigt und Grundlagen für deren Erhalt vor dem Hintergrund neuer Nutzungen liefert.

Thomas Hofmann

Gerold Eßer (Hrsg.) (2020): **Kulturlandschaft der Kellergassen – Erforschung – Schutz – Erhaltung.** – 304 S., illustriert, Wien–Horn (Verlag Berger).

ISBN: 978-3-85028-923-8
Preis: 45,00 €
https://www.verlag-berger.at/detailview?no=2827

Dem Buch, das den ultimativen Forschungsstand von Kellergassen enthält, liegt das Symposium „Kulturlandschaften Kellergassen Weinviertel“, das vom 26. bis 28. Oktober 2018 in Poysdorf stattfand, zugrunde. Der dabei veröffentlichte Band zu diesem Symposium erschien in der Österreichischen Zeitschrift für Kunst und Denkmalpflege, **LXXIII** (2019), Heft 3–4.

Herausgeber da wie dort ist Gerold Eßer (Bundesdenkmalamt, Abteilung Niederösterreich), auch die Gliederung in vier thematische Bereiche – „Erforschung & Erschließung“, „Schutz & Steuerung“, „Erhaltung & Weiterentwicklung“ sowie „Nutzung & Vermittlung“ – ist ident. Der Unterschied liegt im Umfang, der Tagungsband hat 216, vorliegende Monografie indes 304 Seiten.

Dieses reich bebilderte Buch verfügt neben fünf Vorworten über einen einführenden Bildessay, der 14 Weinviertler Kellergassen aus der Vogelperspektive zeigt (S. 12–18). Einzelne Kapitel sind jedoch hier in anderen thematischen Bereichen verortet. Insgesamt ist dieses Buch eine erweiterte Darstellung der Weinviertler Kellergassen, die vor allem mit Bildmaterial zum einen, zum anderen aber auch mit einer Bibliografie angereichert ist. Beiträge, wie jener von Michael Staribacher über die Ausbildung zum/r Kellergassenführer/in, enthalten Zukunftsperspektiven. Hier ist zu lesen, dass Vorarbeiten laufen, um die Kellergassenkultur im Weinviertel auf die Liste des immateriellen Kulturerbes zu setzen.

Befassen sich im Symposiumsband die drei Autoren Feiglsdorfer, Meingast und Ottner in einem gemeinsamen Beitrag mit dem Thema „Lehm und Lehmbau in Weinviertler Kellergassen – Bestand, Erhaltung und Sanierung“, sind in vorliegender Monografie drei Arbeiten enthalten. Franz Ottner führt das Thema „Der Rohstoff Lehm – Eine kurze mineralogische Beschreibung“ auf den Seiten 208–211 aus. Hubert Feiglsdorfer schreibt über „Lehmbaubestand in Kellergassen“ (S. 107–113). Und Roland Meingast gibt

„Strategien zur bautechnischen Erhaltung und Sanierung von Lehmbauten“. Allein dieses Beispiel zeigt, dass man um diese Monografie nicht herumkommt; der mehrfach erwähnte Symposiumsband, der auch im Sinne des Open Access frei im Internet verfügbar ist, stellt nur einen Ausschnitt jener Arbeiten dar, die hier im Band vereint sind.

Fazit: Dieses Buch ist eine wissenschaftlich fundierte, opulent und sehr ansprechend gestaltete Synopsis der Weinviertler Kellergassen, die in aller Breite dargestellt werden.

THOMAS HOFMANN

THOMAS HOFMANN (2020): **Abenteuer Wissenschaft: Forschungsreisende zwischen Alpen, Orient und Polarmeer.** – 287 S., 190 Abb., Wien (Böhlau).

ISBN: 978-3-205-21104-4
Preis: 36,00 €
https://www.vandenhoeck-ruprecht-verlage.com/themen-entdecken/geschichte/sozial-undkulturgeschichte/55526/abenteuer-wissenschaft

Dass Thomas Hofmann Bücher und Artikel schreibt, ist nichts Neues, ersteres macht er seit 25 Jahren, zweiteres seit fast 30 Jahren. Dass sich da schon einiges angesammelt hat, verwundert niemanden. Doch es ist nicht alleine die Quantität mit der Hofmann, Leiter der Bibliothek, des Archivs und des Verlags der Geologischen Bundesanstalt (GBA), reüssiert, es ist die Qualität, sein vielfach schräger Ansatz, seine neuen Nischen, die er publizistisch erobert.

Das Buch „Abenteuer Wissenschaft“ ist für ihn, der in der Geo-Szene bestens vernetzt ist, doch quasi ein Heimspiel. Er schöpft die Quellen der Bibliothek, des Archivs und auch der Kollegenschaft aus. Er bedient sich dabei der Oral History, wie die Reportage, mit der er das erste, „Sagt Ihnen der Name Pillewizer etwas?“ der 13 Kapitel beginnt. Hier gibt er Einblick in den Alltag des Archivars, dem eben ein Nachlass zugetragen wird, im wahrsten Sinn des Wortes. Doch es ist nicht irgendein Nachlass, es ist der des Geodäten Wolfgang Pillewizer, der 1954 eine Expedition im Himalaja leitete. Hofmann geht nicht nur seiner Aufgabe nach, indem er den Nachlass übernimmt, er erkennt sofort dessen Wert und macht, beginnend mit der Übergabe der Tagebücher und der Lebensgeschichte Pillewizers, daraus den Einstieg in sein Buch. Höhepunkt und auch Ende des ersten Kapitels ist die Benennung eines bislang unbenannten 3.000ers nach Wolfgang Pillewizer am 24. September 1988. Den Schlusspunkt setzt er mit der Laudatio von Peter Waldhäusl, die am Berg gehalten wurde. Doch das Material aus Pillewizers Nachlass taucht immer wieder im Buch auf, seien es Fotos, Tagebucheinträge oder Schilderungen seiner Expedition.

Die verbleibenden Kapitel haben einzelne Expeditionen bzw. Themen zum Inhalt. Bei den Expeditionen sind etwa die Afghanistanexpedition 1972 von Gerhard Fuchs (Coverbild), Alois Matura und Othmar Schermann von der GBA zu nennen, wo es um die Kartierung und Prospektion von Lithiumpegmatiten („Durchs wilde Nurestan – Mit dem VW-Bus in den Hindukusch“). Zu sehen sind nicht nur unveröffentlichte Bilder von 1972 aus dem Fundus von Alois Matura, sondern auch die geologische Manuskriptkarte mit den Lithiumpegmatiten. Apropos Original, hier hat Hofmann, dank seiner Kontakte, wie etwa zur ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik), einiges zu bieten. Das Originalseismogramm des Friauler Bebens vom 15. September 1976, bei dem die beiden italienischen Geologen Riccardo Assereto und Giulio Pisa vom Steinschlag getötet wurden, findet sich im Kapitel „Herrgott, ein Erdbeben denke ich nur mehr“ mit dem Untertitel „Überrascht und erschlagen bei der geologischen Arbeit“. Ebenso erstmals publiziert ist jene europäische Wetterkarte vom 27. Mai 1931. Das ist jener Tag, an dem August Piccard zu seinem Stratosphärenflug startete. Die Landung von Piccard und seinem Mitarbeiter Kipfer erfolgte am nächsten Tag am Gletscher von Obergurgl.

Weitere Kapitel befassen sich mit dem Thema Arktis und Antarktis („Wiener“ Polarhelden), hier geht es nicht nur um die berühmte Expedition von Julius Payer und Carl Weyprecht (1872–1874), sondern auch um Besuche und Vorträge von Nansen, Amundsen und Shackleton in Wien. Letzterer berichtete am 10. Jänner 1910 im Wiener Musikverein von seinen Antarktisabenteuern. In „Wissenschaft ahoi – Die Macht zur See“ spannt Hofmann einen Bogen vom 19. bis in das 21. Jahrhundert. Er beginnt bei der legendären *Novara*-Expedition, kommt dann zu den Glomar Challenger Fahrten mit Herbert Stradner und schildert schließlich die Hochseeforschungen auf Bohrschiffen heimischer Wissenschafter im IODP-Programm ab 2012.

Spannend sind Querschnittskapitel zu bestimmten Themen, wo Hofmann kaum oder wenig beachtete Aspekte von Forschungsreisen darstellt. Das sind Themen, die sich mit Expeditionsmaterial („Mit Sack und Pack unterwegs – Vom Fortbewegen und Mitnehmen“) oder der Verpflegung („Das Eierholen war aber keineswegs eine bequeme Sache – Kulinarik zwischen Völlerei und Hungerleiden“), aber auch mit der Anreise („Auf dem Weg zum Ziel – Zeitvertreib, Zeremonien und Zwischenfälle“) befassen. Auch die Dokumentation während der Expeditionen wird im Kapitel „Aus Expeditionstagebüchern – Respekt vor Privatem und Persönlichem“ thematisiert. Schlussendlich geht er der Frage „Was wird von meinen Forschungen bleiben?“ mit dem Untertitel „Endstation ewiger Ruhm“ nach. Dass er hier (un)bewusst an den Namen von Tennessee Williams’ „Endstation Sehnsucht“ anspielt, zeigt einmal mehr Hofmanns breiten Ansatz, der – sofern es passt – auch literarische Passagen in seinem Buch einbaut.

Sucht man einen roten Faden, so ist es die Authentizität, die Unmittelbarkeit, mit der das Buch geschrieben ist. Das Werk fasziniert mehrfach, einerseits durch inhaltliche Breite, aber auch durch seine Recherche und viele unveröffentlichte Bilder und Dokumente.

CHRISTOPH JANDA

Inhalt

Linner, M., Frank, W., Dellmour, R., Appel, E. & Hofmann, T.: a.o. Univ. Prof. Dr. Gerhard Fuchs (6. April 1934 – 8. August 2020) – Geologische Kartierung und Himalaya – Die Abenteuer seines Lebens 5

Rohatsch, A., Poisel, R., Cerny, C. & Hofmann, T.: Zur Erinnerung an Walter Eppensteiner (22. Dezember 1929 – 15. Mai 2020) 19

Matzinger, M. & Finger, F.: Der Bittesch-Gneis im Nationalpark Thayatal-Podyjí (Österreich, Tschechische Republik) 25

Priewalder, H.: Chitinozoen der Plöcken-Formation (Hirnantium) und Kok-Formation (oberes Llandovery–unteres Ludlow) aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen, Österreich) 45

Histon, K. & Messner, F.: Systematische Untersuchung der obersilurischen (Ludfordium) nautiloiden Cephalopoden des Profils Eggenfeld (Grazer Paläozoikum, Steiermark, Österreich) 131

Schraut, G.: Paläofaunistische Untersuchungen aus dem jüngeren Unterkarbon (jüngeres Mississippium, Serpukhovium) von Nötsch (Kärnten, Österreich). Teil 6: Crinoidea Miller, 1821 177

Schraut, G.: Trilobiten aus der Grenzland-Formation, mittlere Rattendorf-Gruppe (Sakmarium, Unterperm) der Karnischen Alpen (Österreich) 207

Szente, I.: Eine bemerkenswerte Invertebraten-Vergesellschaftung in den Werfener Schichten (Untertrias) des Toten Gebirges (Steiermark, Österreich) 227

Švábenická, L., Gebhardt, H. & Lobitzer, H.: Kalkige Nannofossilien der Awgu-Formation (Turonium und Coniacium), Calabar Flank, Südostnigeria 241

Zorn, I.: Verloren und gefunden – Die Fossilien aus dem ehemaligen „Montanistischen Museum“ (1835–1849) in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien 251

Krenn, M.: Die Bedeutung der Geowissenschaften für die ersten allgemeinen Wasserleitungen in Linz und Urfahr im ausgehenden 19. und beginnenden 20. Jahrhundert 319

Hofmann, T. & Krenn, M.: Paul Partsch an Moriz Hörnes am 27. Mai 1848: „In einem solche ustand leben wir jetzt in Wien!“ 343

Mertz, G.: „Das Braun der Erde“. Die Träger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt und der Nationalsozialismus 359

Grapes, R. & Nolden, S.: Ferdinand von Hochstetters Beschreibung von Dunit 1864 – eine englische Übersetzung mit Anmerkungen 409

Hejl, E.: Was ist Leben und wie ist es entstanden? Molekularbiologische, kosmochemische und geologische Aspekte der Abiogenese 423

Kartierungsberichte 451

Buchbesprechungen 523

Contents

Linner, M., Frank, W., Dellmour, R., Appel, E. & Hofmann, T.: a.o. Univ. Prof. Dr. Gerhard Fuchs (6. April 1934 – 8. August 2020) – Geologische Kartierung und Himalaya – Die Abenteuer seines Lebens 5

Rohatsch, A., Poisel, R., Cerny, C. & Hofmann, T.: Zur Erinnerung an Walter Eppensteiner (22. Dezember 1929 – 15. Mai 20 19

Matzinger, M. & Finger, F.: The Bittesch-Gneis in the National Park Thayatal-Podyjí (Austria, Czech Republic) 25

Priewalder, H.: Chitinozoans of the Plöcken Formation (Hirnantian) and Kok Formation (upper Llandovery–lower Ludlow) in the Cellon section (Carnic Alps, Austria) 45

Histon, K. & Messner, F.: A Systematic Study of upper Silurian (Ludfordian) Nautiloid Cephalopods from the Eggenfeld Section (Graz Palaeozoic, Styria, Austria) 131

Schraut, G.: Palaeofaunistic investigations on the upper part of the Lower Carboniferous (uppermost part of the Mississippian, Serpukhovian) of Nötsch (Carinthia, Austria). Part 6: Crinoidea Miller, 1821 177

Schraut, G.: Trilobites from the Grenzland Formation, middle Rattendorf Group (Sakmarian, Lower Permian) from the Carnic Alps (Austria) 207

Szente, I.: A remarkable invertebrate fossil assemblage from the Lower Triassic Werfen Formation of the Totes Gebirge (Styria, Austria) 227

Švábenická, L., Gebhardt, H. & Lobitzer, H.: Turonian and Coniacian Calcareous Nannofossils of the Awgu Formation, Calabar Flank, Southeastern Nigeria 241

Zorn, I.: Lost and found – The fossils from the former „Montanistisches Museum” (1835–1849) in the collections of the Geological Survey of Austria in Vienna 251

Krenn, M.: The importance of geosciences for the first general water pipes in Linz and Urfahr in the late 19th and early 20th century 319

Hofmann, T. & Krenn, M.: Paul Partsch to Moriz Hörnes on May 27, 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!“ 343

Mertz, G.: „The Brown of the Earth“. The Recipients of the Haidinger Medals of the Geological Survey of Austria and the National Socialist Era 359

Grapes, R. & Nolden, S.: Ferdinand von Hochstetter’s 1864 description of Dunite – a scholarly annotated English translation 409

Hejl, E.: What is life and how did it begin? Biochemical, cosmochemical and geological aspects of abiogenesis 423

Mapping Reports 451

Book Reviews 523

Anmerkung / Note

Sprache des Artikels in fetter Schrift / article language in bold font

www.geologie.ac.at

ISSN 0016-7800