

JAHRBUCH

2013

BAND 153/1-4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 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: Peter Ableidinger im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt.
Druck: Paul Gerin GmbH & Co KG, A 2120 Wolkersdorf.



Inhalt Contents

DAURER, A.: Chefgeologe Dr. Otto Thiele 2. Juni 1928–5. Oktober 2013	5	DAURER, A.: Chefgeologe Dr. Otto Thiele 2. Juni 1928–5. Oktober 2013	5
STEININGER, F.F.: Werner Richard Hubert Vasicek 25. September 1939–25. März 2013	11	STEININGER, F.F.: Werner Richard Hubert Vasicek 25. September 1939–25. März 2013	11
GEBHARDT, H., ČORIĆ, ST., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J.: Neudefinition von lithostratigraphi- schen Einheiten des oberen Otnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pi- xendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf- Formation	15	GEBHARDT, H., ČORIĆ, ST., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J.: New Definitions of Upper Otnangian (Low- er Miocene) Lithostratigraphic Units of the Alpine-Carpa- tian Foredeep in Lower Austria: Pixendorf Group, Traisen Formation, and Dietersdorf Formation	15
MANDL, G.W.: Zur Geologie des Raumes Hütteneckalm– Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut, Österreich) mit kritischen Anmerkungen zur Sandlingalm-Formation	33	MANDL, G.W.: Geology of the Area Hütteneckalm–Sandlingalm– Blaa-Alm (Salzkammergut, Austria) with Critical Remarks on the Sandlingalm Formation	33
KRISCHE, O., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J.: Mikrofazies und Ra- diolarienfauna der <i>Saccocoma</i> -Kalke in der westlichen Wei- tenau (Hochreith Einheit) [Nördliche Kalkalpen, Salzburg]: Neue Daten zur Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange	75	KRISCHE, O., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J.: Microfacies Data and Radiolarian Fauna of the <i>Saccocoma</i> Limestone from the Western Weitenau Area (Hochreith Unit) [Northern Calcar- eous Alps, Salzburg]: New Data on the Emplacement of the Alpine Haselgebirge Mélange	75
BARON-SZABO, R.C.: Die kretazische Gattung <i>Podoseris</i> DUNCAN, 1869 (Scleractinia; Albium; England)	97	BARON-SZABO, R.C.: On the Cretaceous Genus <i>Podoseris</i> DUNCAN, 1869 (Scleractinia; Albian; England)	97
TATZREITER, F. & ZORN, I.: Typen, Abbildungsoriginale und Belegexemplare zu den Monographien von Edmund von MOJSISOVICS 1873, 1875 und 1902: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien	107	TATZREITER, F. & ZORN, I.: The Cephalopods of the Hallstatt Li- mestone Described in the Monographs by Edmund von MOJ- SISOVICS 1873, 1875 and 1902 Stored in the Palaeontological Collection of the Geological Survey of Austria	107
PRIEWALDER, H.: Nannobakterien-ähnliche Objekte in einem obersilurischen Kalk aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen/Österreich)	191	PRIEWALDER, H.: Nannobacteria-like Particles in an Upper Silurian Limestone from the Cellon Section (Carnic Alps/ Austria)	191
PRIEWALDER, H.: Fossile Bakterien in einem obersilurischen Kalk aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen/Österreich)	225	PRIEWALDER, H.: Fossil Bacteria in an Upper Silurian Lime- stone from the Cellon Section (Carnic Alps/Austria)	225
GRANIER, B., LETHIERS, A. & SANDER, N.J.: Die 21. Jahrhundert Edition von Julius von PIA's „Neue Studien über die triadi- schen Siphoneae verticillatae“	239	GRANIER, B., LETHIERS, A. & SANDER, N.J.: The XXI st Century Edition of the „New studies on Triassic Siphoneae verticil- latae by Julius von PIA“	239
SCHRAMM, J.-M. & HOFMANN, TH.: Dionýs Štúr und die Fels- stürze vom Mönchsberg (Stadt Salzburg)	301	SCHRAMM, J.-M. & HOFMANN, TH.: Dionýs Štúr and the Rock- falls from Mönchsberg (City of Salzburg)	301
WEBER, F.: Ein Beitrag zur Geschichte der reflexionsseismi- schen Erforschung der Molassezone in Oberösterreich und Salzburg	315	WEBER, F.: A Contribution to the History of the Reflection Sei- smic Research of the Molasse Zone in Upper Austria and Salzburg	315
LOBITZER, H.: Vinzenz Riezinger (1835–1915) aus Hallstatt – Bergführer und Fossiliensammler im Dienste der Wissen- schaft	343	LOBITZER, H.: Vinzenz Riezinger (1835–1915) from Hallstatt – Mountain Guide and Fossil Collector in the Service of Austrian Geosciences	343

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007–2012

Geological Mapping Reports for the 1:50.000 Scale Geological Map Series from the Years 2007–2012

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

SCHILLER, D. & FINGER, F.: Bericht 2012 über geochemische und petrographische Untersuchungen an kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse entlang der Gaspipeline West-Austria-Gasleitung auf den Blättern 16 Freistadt und UTM 4313 Haslach an der Mühl	351
SCHILLER, D.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 16 Freistadt und UTM 4313 Haslach an der Mühl	360
FINGER, F. & RIEGLER, G.: Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn	361
NEHYBA, S.: Bericht 2012 über sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen von jungpaläozoischen Ablagerungen der Zöbing-Formation aus der Umgebung von Zöbing (NÖ) auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems	364
HAVLÍČEK, P.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	366
HOLÁSEK, O.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	367
VACHEK, M.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn	369
WESSELY, G.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten	370
EGGER, H. & RÖGL, F.: Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems	372
GRUBER, A.: Bericht 2008–2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch, sowie auf den Blättern 87 Walchensee und 119 Schwaz	373
MOSER, M.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel–Wieskogel–Rodler–Lärchkogel–Illmitzkogel–Bergfeld–Pötschberg–Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort	383
GRUBER, J.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen in den Lechtaler Alpen auf Blatt 114 Holzgau	387
HEINISCH, H.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	392
PANWITZ, C.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger	395
MAGIERA, J.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Stillupgrund (oberhalb Waldlalm) auf Blatt 150 Mayrhofen	397
EBNER, F.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	398
RANTITSCH, G., HASENBURGER, W., PONGRATZ, K., PREUER, CH., RAUCH, R., REISS, S., RIEDL, M., SCHNEIDER, S., SCHWABL, S. & STOCKER, CH.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	399
ZWICKER, J.: Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern	400

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

BÜSEL, K.: Bericht 2012 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß	405
KILIAN, S.: Bericht 2012 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß	411
BRANDNER, R. & KRÝSTYN, L.: Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß	417
ILICKOVIC, T.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Turrach-Eisenhut auf Blatt 3106 Radenthein-Ost	420
HORNUNG, TH.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Zahmer Kaiser (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein	423
SCHUH, M.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein	430
RUPP, CH.: Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3329 Vöcklabruck-Ost	433
IGLSEDER, CH.: Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz	434
RUPP, CH.: Bericht 2008–2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz	439
RUPP, CH.: Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz	442

Buchbesprechungen/Book Reviews

RUTHAMMER, G. (2013): Öldorado Weinviertel – Zur Geschichte des Erdöls im Weinviertel	447	RUTHAMMER, G. (2013): Öldorado Weinviertel – Zur Geschichte des Erdöls im Weinviertel	447
REISER, G. (Red.) (2012): Bohrhandbuch (3. Aufl.)	448	REISER, G. (Red.) (2012): Bohrhandbuch (3. Aufl.)	448

Chefgeologe Dr. Otto Thiele 2. Juni 1928 – 5. Oktober 2013

Otto Thiele wurde am 2. Juni 1928 als dritter Sohn eines Lehrerehepaares in Wien geboren. Er besuchte von 1934 bis 1938 die Volksschule, von 1938 bis 1946 das Realgymnasium Wien XVIII und legte am 5. Juni 1946 die Reifeprüfung ab. Seine Jahre im Gymnasium waren vom Zweiten Weltkrieg geprägt, in den er als Flakhelfer noch direkt involviert war.

Im Herbst 1946 inskribierte er an der Philosophischen Fakultät der Universität Wien und begann das Studium der Geologie. Seine Dissertation bei Prof. Leopold Kober hatte das Thema „Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gellospass und Gmünd“. Nach Ablegung der Rigorosen in Geologie, Petrographie und Mineralogie mit ausgezeichnetem Erfolg wurde er am 15. Juli 1950 zum Doktor der Philosophie promoviert.

Sein Versuch, eine Stellung an einem wissenschaftlichen Forschungsinstitut zu erlangen, war nicht von Erfolg gekrönt. So arbeitete er vorerst ein Jahr lang bei der Geophysikalischen Abteilung der Sowjetischen Mineralölverwaltung SMV und dann ab 1. Juli 1952 als Geologe im Bohrbetrieb der Österreichischen Mineralölverwaltung Aktiengesellschaft (heutige OMV). In einem Zeugnis wird ihm in allen Punkten sehr gute und korrekte Tätigkeit bescheinigt.

In diese Zeit fällt auch seine Eheschließung mit der Volksschullehrerin Charlotte, der seine Tochter Liselotte entstammt. Die Ehe wurde geschieden, aber am 21. Juni 1965 neuerlich geschlossen und hielt dann bis zum Tod seiner Frau.

Otto Thieles wesentliches Interesse galt aber nach wie vor der wissenschaftlichen Forschungsarbeit. Am 26. Juni 1958 bewarb er sich an der Geologischen Bundesanstalt und schon am 20. August wurde vom Bundesministerium für Unterricht seine Anstellung genehmigt, sodass er am 3. November seine Tätigkeit als Vertragsbediensteter im wissenschaftlichen Dienst antreten konnte. Am 1. Jän-



Abb. 1.
 Porträt von OTTO THIELE (1928–2013).

ner 1960 wurde er zum Provisorischen Wissenschaftlichen Assistenten ernannt und am 1. Jänner 1961 zum Wissenschaftlichen Assistenten.

Am 1. Mai 1963 nahm seine Laufbahn eine internationale Wendung: Otto Thiele wurde im Rahmen eines Special-Fund-Projektes der UNO als Aufnahmsgeologe zum Aufbau der Iranischen Geologischen Landesanstalt entsandt. In dieser Zeit entstand gemeinsam mit einem iranischen Kollegen mit dem Blatt Golpaygan 1:250.000 sein Beitrag zur Geological Quadrangle Map of Iran 1:250.000 (1967).

Seine Tätigkeit im Iran endete im Mai 1965, sodass er am 1. Juni 1965 wieder an der Geologischen Bundesanstalt zu arbeiten beginnen konnte. Seine Definitivstellung im österreichischen Bundesdienst und Ernennung zum

Geologen der Dienstklasse V war in Abwesenheit erfolgt.

Ab 1. Jänner 1968 war er Wissenschaftlicher Rat und am 1. Jänner 1972 wurde er zum Chefgeologen ernannt, was heutzutage dem Amtstitel Oberrat entspricht. Was heute gar nicht mehr vorstellbar ist: Otto Thiele hat seine Ernennungsurkunde zum Chefgeologen noch vom Bundespräsidenten (Franz Jonas) persönlich überreicht bekommen, das war ein feierlicher Akt in der Hofburg! Damit verbunden waren auch zeitlich limitierte Würden wie „Mitglied der Prüfungskommission für den wissenschaftlichen Dienst beim Bundeskanzleramt“ oder die „Interimistische Leitung der Abteilung Feste Rohstoffe“ an der Geologischen Bundesanstalt.

Ich habe Otto Thiele schon gekannt, als ich noch Student war. Seine gemeinsam mit Gerhard Fuchs erarbeitete „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich“ im Maßstab 1:100.000 und die dazugehörigen Erläuterungen waren eine wesentliche Informations- und Inspirationsquelle für einen Studenten, der sich in den 1970er Jahren mit der Donaustörung

beschäftigen sollte. Ich habe dann einen der Autoren, nämlich Otto Thiele, weil dieser hauptsächlich für den Südteil der Karte zuständig war, mehrmals aufgesucht und er hat mir bereitwillig Anregungen gegeben.

Als ich im Herbst 1975 in den Dienst der Geologischen Bundesanstalt trat, wurde mir ein Arbeitszimmer mit Blick auf den Garten im ersten Stock des Palais Rasumofsky zugewiesen. Daneben gab es ein kleineres Zimmer, das Arbeitszimmer von Otto Thiele; die Verbindungstür war niemals geschlossen, sodass ich ihn als meinen ersten Zimmerkollegen an der GBA bezeichnen kann. Mit seiner Persien-Erfahrung konnte er mir in zahlreichen Tür-und-Angel-Gesprächen Episoden und Schnurren aus dem Dasein eines Geologen in einem Entwicklungsland der 1960er Jahre erzählen. Auch meine Dissertation war oft Thema dieser Gespräche, denn Otto Thiele interessierte sich natürlich für Details, denen er sich ja bei seinen Aufnahmen für eine Übersichtskarte nicht hatte widmen können.

Otto Thiele sind bei seinen Kartierungen im Waldviertel auch ein paar seltsame Gesteine begegnet, z.B. die damals so genannten „Augitgneise“ in der heute als „Raabser Serie“ bekannten tektonischen Einheit, die er mir als Hauspetrographen ans Herz legte. So wurde Otto mein erster Arbeitgeber, wir waren mehrmals miteinander im Gelände und ich musste mich mit so ausgefallenen Dingen wie opalisierten Randzonen um kleine Serpentinikörper zwischen Karlstein und Dobersberg befassen. Daher sind meine Erinnerungen an Otto Thiele auch mit schwatzhaften Abenden in herbstlich-düsteren Landgasthöfen des nördlichen Waldviertels verbunden. So wurde er zum Mentor meiner ersten Jahre an der GBA und zu einem guten Freund.

Otto Thieles weiter wissenschaftlicher Horizont lässt sich auch daran ablesen, dass er neben seiner Haupttätigkeit als Aufnahmegeologe in Kristallingebieten (für die damaligen Abteilungen Wien–Niederösterreich–Burgenland sowie Tirol–Vorarlberg) auch ein großes FWF-Projekt „Studien über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken in Hinsicht auf ihre Kohleführung und Kohlehöflichkeit“ konzipierte und leitete. Nach der Reorganisation der Geologischen Bundesanstalt in den frühen 1980er Jahren wurde er der Fachabteilung Kristallingeologie in der Hauptabteilung Geologie (heute Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme) zugeteilt, für die er bis zu seiner Pensionierung und auch darüber hinaus tätig war. Sein Hauptarbeitsgebiet war die Böhmisches Masse: Für die gedruckten Kartenblätter 7 Groß-Siegharts (1987), 19 Zwettl (1991), 34 Perg (1982), 35 Königswiesen (1984) war er als Hauptbearbeiter verantwortlich, für die Blätter 12 Passau, 13 Engelhartzell, 29 Schärding, 30 Neumarkt, 31 Eferding und 53 Amstetten leistete er Beiträge, die in den Archiven der Geologischen Bundesanstalt einsehbar sind.

Sein Interesse an den Hohen Tauern bestand weiterhin, so kartierte er auch am Westende des Tauernfensters auf den Blättern 149 Lanersbach, 150 Mayerhofen, 151 Krimml

und 157 Tamsweg. Das gab er in seinen letzten Dienstjahren auf, weil ihm „die Täler zu lang und die Berge zu steil wurden“, wie er selber sagte. Für das Standardwerk „Der geologische Aufbau Österreichs“ (1980) schrieb er das Kapitel zum Tauernfenster.

Seine Expertise war auch für zahlreiche Projekte der Rohstoffforschung gefragt, sei es über die regionale Geologie und Petrographie der Untersuchungsgebiete, sei es aber auch sein Überblickswissen der tertiären Kohlevorkommen Österreichs.

Neben zahlreichen Publikationen und Kartendarstellungen zu Geologie und Tektonik der Böhmisches Masse beteiligte er sich auch an internationalen Übersichtsprojekten, z.B. an der „Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Mountain System and Adjacent Areas 1:1 Mio.“

Viele von uns älteren ehemaligen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der GBA erinnern sich wahrscheinlich noch an den wissenschaftlichen Disput, der damals zwischen den Böhmisches-Masse-Spezialisten der Geologischen Bundesanstalt wogte. Auch Gerhard Fuchs und Alois Matura kartierten im Waldviertel und machten sich ihre Gedanken zu den großregionalen Zusammenhängen. Dabei kamen sie zu ziemlich divergierenden Schlüssen, vor allem in Bezug auf die Grenze Moldanubikum/Moravikum, die sie in Publikationen und Vortragsdiskussionen vertraten. Da mein Zimmer zwischen Otto Thiele und Gerhard Fuchs lag und ein Zimmer weiter Alois Matura residierte, trafen sich die drei des Öfteren in meinem Zimmer zu Streitgesprächen, sozusagen auf neutralem Boden. Und da ich inzwischen auch von Fuchs und Matura Gesteinsmaterial zur Bearbeitung bekommen hatte, musste ich mit anhören, wie sie meine Dünnschliffbeobachtungen zur Untermuerung ihrer gegensätzlichen Argumente benützten. Der Streit lief aber immer zivilisiert ab und wurde nie persönlich oder gar untergriffig.

Otto Thiele hat auch im Niederösterreichischen Landesmuseum in St. Pölten seine Spuren hinterlassen: Im Themenbereich Erdwissenschaften befinden sich einige spektakuläre Kugelgesteine aus dem Waldviertel, als deren Entdecker Dr. Otto Thiele angeführt ist.

In den späten 1970er Jahren engagierte er sich in der Anti-Zwentendorf-Bewegung und geriet dadurch in manchen Konflikt mit seinen vorgesetzten Dienstbehörden. In diese Zeit fiel auch sein Engagement im Dienststellenausschuss (= Personalvertretung), dem er in der Funktionsperiode 1979–1983 als Obmann und 1983–1987 als Schriftführer diente.

Am 1. April 1989 wurde Otto Thiele in den dauernden Ruhestand versetzt, er war aber noch zwei Jahrzehnte lang häufiger und gern gesehener Gast bei Veranstaltungen und Festlichkeiten der Geologischen Bundesanstalt.

Die erdwissenschaftliche Gemeinde hat mit Otto Thiele einen seriösen, engagierten, auch streitbaren Wissenschaftler, einen verlässlichen Kollegen und einen sehr angenehmen Zeitgenossen mit feinem Humor verloren. In unserer Erinnerung wird er weiterleben.

ALBERT DAURER *

* ALBERT DAURER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

Publikationen

(Zusammenstellung: Christian Cermak)

- THIELE, O. (1950): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. – 85 Bl., 4 Beil., Geol.-tekt. Übersichtskarte 1:25.000, Querprofil 1:25.000, Diss. Univ. Wien.
- THIELE, O. (1951): Beobachtung am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. in Wien, **2**, 1–21, 1 Kt., 1 Prof., 1 Karten- und Profiltafel (1:50.000), Wien.
- THIELE, O. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Karlsteinite und Thure-site im niederösterreichischen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 283–284, 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A84–A85, Wien.
- THIELE, O. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A85–A86, Wien.
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131–133, 1 Taf., Wien.
- THIELE, O. (1961): Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A76–A78, Wien.
- THIELE, O. (1961): Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A78–A79, Wien.
- THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 117–129, 1 Taf., Wien.
- THIELE, O. (1962): Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Passau (12), Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A73–A75, Wien.
- THIELE, O. (1963): Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A55–A56, Wien.
- THIELE, O. (1963): Übersichtsbegehungen auf Blatt Perg (34). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A56–A58, Wien.
- THIELE, O. (1963): Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding und Neumarkt i. H. (29 und 30). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A58–A59, Wien.
- THIELE, O. (1966): Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A55, Wien.
- THIELE, O. (1966): Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Perg (34) und Königswiesen (35). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A56, Wien.
- THIELE, O. (1966): Zum Alter der Metamorphose in Zentral-Iran. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **58**, 87–101, 9 Abb., 1 Kt., Geol.-tekt. Übersichtskarte d. Raumes Burudjird-Golpaigan 1:500.000, Wien.
- THIELE, O. (1967): Ein Orbiculit im östlichen Mühlviertel (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **110**, 93–108, 6 Abb., 2 Phototaf., Wien.
- THIELE, O. (1967): Bemerkungen zur tektonischen Karte von Iran. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 128–135, 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1967): Bericht 1966 über Begehungen auf Blatt Perg (34). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A47–A48, Wien.
- THIELE, O. (1967): Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A48–A50, Wien.
- THIELE, O. (1967): Die Münchberger Gneismasse als Zeugnis für den Deckenbau der Varisziden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 219–229, 1 Taf., Wien.
- THIELE, O. (1968): Bericht über Aufnahmen auf Blatt Königswiesen (35) und Zwettl (19) und über zwei neue Kugelgesteinsfunde. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, A62–A64, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – 96 S., Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O., ALAVI, M., ASSEFI, R., HUSHMAND-ZADEH, A., SEYED-EMAMI, K. & ZAHEDI, M. (1968): Explanatory Text of the Golpaygan Quadrangle Map 1:250.000, Geol. Quadrangle E 7. – 24 S., Ministry of Economy, Geol. Surv. Iran, Teheran.
- THIELE, O. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, A73–A74, Wien.
- THIELE, O. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen auf den Blättern Königswiesen (35) und Zwettl (19). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, A75–A76, Wien.
- THIELE, O. (1969): Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels. – 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, 24–33, Linz.
- RUTTNER, A.W. & THIELE, O. (1969): Das UN-Projekt „Geological Survey Institute Iran“: Organisation und Arbeitsergebnisse 1962–1968. – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 143–158, 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1970): Zur Petrographie, Stratigraphie und Tektonik des Gebietes Chah Shirin-Sahal im Norden der Großen Salzwüste (Iran). – Jb. Geol. B.-A., **113**, 247–266, 5 Abb., 2 Taf., Wien.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern: Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1970): Eine Mikroklin-Quarz-Kugelbildung in hybridem Feinkorngranit aus dem Diettrichsbacher Forst (Westliches Waldviertel, Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 267–274, 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1970): Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A65–A67, Wien.
- THIELE, O. (1970): Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A67, Wien.
- THIELE, O. (1970): Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – Geologie, **19**, 17–24, 2 Abb., Berlin.
- KÜPPER, H., MÜLLER, G. & THIELE, O. (1970): Geologisch-tektonische Informationsfahrt am 25.4.1970: Göpfritz, N.Ö. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 273–274, Wien.
- THIELE, O. (1971): Ein Cordierit-Kugeldiorit aus dem westlichen Waldviertel (Nieder Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 409–423, 10 Abb., 3 Tab., Wien.
- THIELE, O. (1971): Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, A85, Wien.
- THIELE, O. (1971): Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, A86–A87, Wien.
- THIELE, O. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A81–A83, Wien.
- THIELE, O. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A84, Wien.
- THIELE, O. (1973): Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im Westlichen Zentral-Iran. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 489–498, 2 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A24–A25, Wien.

- THIELE, O. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A73–A74, Wien.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- THIELE, O. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149) und Vergleichsbegehungen auf den Blättern Zell am Ziller (150) und Krimml (151). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A108–A109, Wien.
- THIELE, O. (1974): Bericht 1973 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A109, Wien.
- THIELE, O. & FUCHS, W. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 34, Perg. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A27–A29, Wien.
- THIELE, O. & SCHMIDEGG, O. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 149, Lanersbach. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A94–A97, Wien.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A., **119**, 75–81, 2 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 7, Großsiegharts (Waldviertel). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A62–A63, Wien.
- THIELE, O. (1976): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rundschau, **65**, 410–421, 2 Abb., Stuttgart.
- THIELE, O. (1976): Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse). – Nova Acta Leopoldina, N.F. **45**, 67–82, 2 Abb., Halle a. d. Saale.
- THIELE, O. (1977): Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhlgrneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 53–67, 5 Abb., 1 Tab., Wien.
- THIELE, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen auf Blatt 7, Großsiegharts. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A38, Wien.
- THIELE, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149, Lanersbach. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A131, Wien.
- THIELE, O. (1977): Arbeiten 1976 im Rahmen des Forschungsprojektes Nr. 2975 „Studien über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken, insbesondere in Hinsicht auf ihre Kohlenführung und Kohlehöflichkeit“. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A181–A182, Wien.
- THIELE, O. (1977): Die Mühldorfer Störung und ihre Bedeutung für die Tektonik des Waldviertels: vorläufige Mitteilung. – Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1965–1977): Teil 1a, 1–4, 1 Abb., Innsbruck.
- FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O. (1977): Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 5–10, 3 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1978): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen auf Blatt 7, Großsiegharts und einige zusätzliche Beobachtungen im Grundgebirge des Waldviertels. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A44–A45, Wien.
- THIELE, O. (1978): Bericht über Arbeiten am Projekt Nr. 2975 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich im Jahre 1977. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A166–A167, Wien.
- THIELE, O. (1978): Dr. August Erich 26.3.1895–24.1.1976. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 167–168, Wien.
- THIELE, O. (1978): Leo Waldmann 23.5.1899–3.12.1973. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 211–214, Wien.
- DAURER, A., FUCHS, G. & THIELE, O. (1978): Exkursionsführer: Kristallin der südlichen Böhmisches Masse, Mühlviertel und Sauwald. – 12 S., 4 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen auf Blatt 35, Königswiesen. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A72–A73, Wien.
- THIELE, O. (1979): Bericht über Arbeiten am Projekt Nr. 2975 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich im Jahre 1978. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A176–A178, Wien.
- THIELE, O. (1980): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 7 Großsiegharts, 19 Zwettl/Stadt und 34 Königswiesen. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A24, Wien.
- THIELE, O. (1980): Bericht 1979 über geologische Kartierungen auf den Blättern 12 Passau und 29 Schärding. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A25–A26, Wien.
- THIELE, O. (1980): Bericht über Arbeiten am Projekt Nr. 2975 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich im Jahre 1979. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A154–A156, Wien.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, 5 Abb., Wien.
- THIELE, O. & TICHY, G. (1980): Über das Auftreten von Tachintongia (Bivalvia) im Perm des Iran. – Der Karinthin, **82**, 166–173, 4 Abb., Salzburg.
- THIELE, O. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 34 Perg und 35 Königswiesen. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 298–299, Wien.
- THIELE, O. (1983): FWF-Projekt 2975 – Studien über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken, insbesondere in Hinsicht auf ihre Kohlenführung und Kohlehöflichkeit (Abschlußbericht – Ergebniszusammenfassung). – Archiv f. Lagerstättenforschung, **3**, 81–89, 1 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 513–523, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- BAUBERGER, W., UNGER, H.J. & THIELE, O. (1984): Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., 28 Abb., 16 Tab., 8 Beil., Bayer. Geol. Landesamt, München.
- THIELE, O. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 7 Großsiegharts. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 391, Wien.
- THIELE, O. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 393, Wien.
- THIELE, O. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und in der Sedimentauflage auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 257–258, Wien.
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1987): Erläuterungen zu Blatt 34 Perg. – 31 S., 1 Abb., 4 Tab., Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Sedimentauflage auf Blatt 19 Zwettl. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 402, Wien.
- THIELE, O. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 454, Wien.
- THIELE, O. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 538, Wien.
- THIELE, O. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Nordteil des Blattes 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 586–587, Wien.
- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 467, Wien.

- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 520, Wien.
- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 523, Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 683, Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 745–746, Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 751, Wien.
- THIELE, O. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Greiner Zone auf Blatt 149 Lanersbach. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 620–621, Wien.
- THIELE, O. (1994): Bericht 1992 über Revisionsbegehungen auf den Blättern 12 Passau, 29 Schärading, 30 Neumarkt und 31 Eferding. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 542–543, Wien.

Geologische Karten

- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VORHYZKA, K., VORHYZKA, E., ZIRKL, E. & SCHADLER, J. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1:100.000. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. & ALAVI, M. (1967): Golpaygan 1:250.000. – Geological Quadrangle Map of Iran 1:250.000, Geol. Surv. Iran, Teheran. (Bibl. Geol. B.-A., K I 501.E.7)
- BECK-MANNAGETTA, P. & THIELE, O. (1973): Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Mountain System and adjacent Areas 1:1 Mio. – 11 Bl., Carpathian-Balkan Association / Tectonic Commission, Bratislava. (Bibl. Geol. B.-A., K III 719)
- THIELE, O. (1974): Geologische Übersichtskarte des Tauern-Nordrandes zwischen Krimml und Mayrhofen 1:50.000. – Jb. Geol. B.-A., **117**, Beil. 6, Wien.
- THIELE, O. (1977): Geologisch-tektonische Karte des nördlichen Waldviertler Moldanubikums 1:200.000. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), Wien. (Bibl. Geol. B.-A., K IV 2380)
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 34 Perg. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 35 Königswiesen. – Geol. B.-A., Wien.
- BAUBERGER, W., THIELE, O., UNGER, H.J. & STADLER, J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 7446 Passau. – Bayer. Geol. Landesamt, München. (Bibl. Geol. B.-A., K I 024.7446)
- UNGER, H.J., BAUBERGER, W. & THIELE, O. (1985): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 7546 Neuhaus a. Inn. – Bayer. Geol. Landesamt, München. (Bibl. Geol. B.-A., K I 024.7546)
- JENCEK, V., MATEJOVSKA, O. & THIELE, O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 7 Groß-Siegharts. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O., BOROVICZÉNY, F., ERICH, A., EXNER, CH., KUPKA, J.E. & SCHWAIGHOFER, B. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 19 Zwettl. – Geol. B.-A., Wien.

Archivmaterialien

- THIELE, O. (o. A.): Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). – Archiv Geol. B.-A., A 10556-R.1, 21 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1951): Bericht über Begehung im Krimmler Achental (15.–19.10.1951). – Archiv Geol. B.-A., A 14592-R.2, 3 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1951): Bericht über Begehungen im Groß- und Kleinelendtal zwecks Auffindung geeigneter Talabschlussstellen. – Archiv Geol. B.-A., A 14786-R.2, 3 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1965): Übersichtskarte des Kristallins der Böhmisches Masse im westlichen Oberösterreich 1:10.000 [geol. Manuskriptkarte]. – Archiv Geol. B.-A., A 06536-km, 2 Bl., Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1965): Übersichtskarte des Kristallins der Böhmisches Masse im westlichen Oberösterreich 1:100.000. – Archiv Geol. B.-A., A 06535-km, 2 Bl., Wien.
- HOLZER, H. & THIELE, O. (1967): A I 4 Bodenschätze <Österreich>. – Archiv Geol. B.-A., A 10367-R, 31 Bl., 1 Anh., 1 Beil., Wien.
- THIELE, O. (1968): Geologische Kartierung Zwettl SW. – Archiv Geol. B.-A., A 07966-RA/19/1968, 1 Kt., Wien.
- FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O. (1977): Geologisch-tektonische Karte des nördlichen Waldviertler Moldanubikums 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1979): Erster Bericht über Eigenpotentialmessungen zur Untersuchung von Flinzgraphitvorkommen im Mühlviertel und Sauwald (Oberösterreich). – Archiv Geol. B.-A., A 05107-R, 5 Bl., 1 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1979 über geologische Kartierungen auf dem Blättern Passau (12) und Schärading (29). – Archiv Geol. B.-A., A 05340-RA/12/1979, 3 Bl., ohne Ortsangabe.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1979 über geologische Kartierungen auf den Blättern Passau (12) und Schärading (29). – Archiv Geol. B.-A., A 05340-RA/29/1979, 3 Bl., ohne Ortsangabe.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl-Stadt (19) und Königswiesen (34). – Archiv Geol. B.-A., A 05344-RA/7/1979, 2 Bl., ohne Ortsangabe.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl-Stadt (19) und Königswiesen (34). – Archiv Geol. B.-A., A 05344-RA/19/1979, 2 Bl., ohne Ortsangabe.
- THIELE, O. (1979): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl-Stadt (19) und Königswiesen (34). – Archiv Geol. B.-A., A 05344-RA/34/1979, 2 Bl., ohne Ortsangabe.
- ANDERLE, N. & THIELE, O. (Red.) (1979): Bericht über Kohlenführung und Kohlehöflichkeit des Klagenfurter Beckens und seiner Umgebung. – Archiv Geol. B.-A., A 05134-R, 44 Bl., 5 Abb., 4 Beil., Wien.
- HEINZ, H., THIELE, O., HAUSWIRTH, E.K., SPAZEK, H. & SCHERMANN, O. (Projektl.) (1979): Endbericht 1979 für das Projekt O-A-006/79: Prospektion auf Flinzgraphit im Raum Aigen im Mühlkreis – Ulrichsberg. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-006/79, Archiv Geol. B.-A., A 05107-R, 6 Bl., 7 Beil., Wien.
- SCHERMANN, O. (Projektl.), HEINZ, H., THIELE, O., HAUSWIRTH, E.K. & SPAZEK, H. (1979): Vorläufige Ergebnisse der Untersuchung von übergebenen Graphitproben. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-006/79, Archiv Geol. B.-A., A 05107-R, 3 Bl., Wien.

- THIELE, O. (1980): Bericht über Arbeiten für das Projekt Nr. 2975 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich im Jahre 1979. – Archiv Geol. B.-A., A 05341-R, 4 Bl., Wien.
- MEYER, J.W. & THIELE, O. (1980): Die pontischen Lignitvorkommen im Raume Mühlberg-Bernhardtsthal-Rabensburg (Niederösterreich). – Archiv Geol. B.-A., A 05155-R, 21 Bl., 6 Beil., Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1981): Bemerkungen zur neogenen Bedeckung des Kristallins im Raume Zissersdorf und Raabs-Grossau (Nördl. Waldviertel N.Ö.). – Archiv Geol. B.-A., A 05445-R, 7 Bl., 2 Abb., 1 Beil., Wien.
- THIELE, O. & FUCHS, W. (1982): Perg 1:50.000 [geol. Manuskriptkarte]. – Archiv Geol. B.-A., A 03441-ÖK50/34-1, 1 Bl., Wien.
- THIELE, O. & SCHMID, M.E. (1982): Studien über Stratigraphie, Lithologie, Paläogeographie und Fazies im Bereich der Braunkohlenlagerstätte Neufeld-Zillingdorf (N.Ö.): Abschlußbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-001c/81, Archiv Geol. B.-A., A 05542-R, 9 Bl., Anh. 6 Bl., Wien.
- BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M. (Projektl.) & THIELE, O. (Projektl.-Stv.) (1982): Untersuchung der Kohleindikationen des Otttangien in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.): Endbericht 1981. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005b/81, Archiv Geol. B.-A., A 05488-R, 9,5 Bl., 3 Abb., 1 Beil., Wien.
- THIELE, O. (1983): Königswiesen 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – Archiv Geol. B.-A., A 00786-ÖK25V/35-1, 2 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1983): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 34 (Perg) und 35 (Königswiesen) im Jahre 1982. – Archiv Geol. B.-A., A 05614-RA/34/1982, 2 Bl., ohne Ortsangabe.
- THIELE, O. (1983): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 34 (Perg) und 35 (Königswiesen) im Jahre 1982. – Archiv Geol. B.-A., A 05614-RA/35/1982, 2 Bl., ohne Ortsangabe.
- BRÜGGEMANN, H., DRAXLER, I., FAUPL, P., GOTTSCHLING, H., GRATZER, R.W., KAPPEL, F., MALECKI, G., RÖGL, F., STOJASPAL, F., STRADNER, H., VINZENZ, M., HILSCHEER, H., HEINRICH, M. (Projektl.) & THIELE, O. (Projektl.-Stv.) (1983): Begleitende Kohleforschung Oberösterreich, Kohle Otttangien. Geologisch-stratigraphische Grundlagen zur Untersuchung der Kohleindikationen des Otttangien in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.): Endbericht 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/82, Archiv Geol. B.-A., A 05802-R, 24 Bl., 10 Abb., 3 Tab., 2 Beil., Wien.
- THIELE, O., HEINRICH, M., CERNAJSEK, T., DRAXLER, I., GOTTSCHLING, H., RABEDER, G. & SCHMID, M.E. (1984): Begleitende Kohleforschung: Geologisch-stratigraphische Grundlagenerstellung – Bereich NÖ Molasse, Ostrand der Böhmisches Masse, Wiener Becken: Endbericht 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-001f/82, Archiv Geol. B.-A., A 05908-R, 26 Bl., 2 Tab., 4 Beil., 1 Anl., Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & THIELE, O. (1985): Aero-geophysikalische Vermessung von Teilen des südlichen Wiener Beckens: Zillingdorf-Lichtenwörth. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-001d/81, Archiv Geol. B.-A., A 06156-R, 20 Bl., 5 Abb., 7 Beil., Wien.
- THIELE, O. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). – Archiv Geol. B.-A., A 06276-RA/7/1985, 2 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1986): Bericht 1985 über Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Archiv Geol. B.-A., A 06277-RA/19/1985, 3 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Archiv Geol. B.-A., A 06393-RA/19/1986, 3 Bl., 3 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1987): Passau 1:50.000 [geol. Manuskriptkarte]. – Archiv Geol. B.-A., A 06448-ÖK50/12-1, 15 Bl., 1 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1988): Groß Siegharts 1:25.000 [geol. Manuskriptkarte]. – Archiv Geol. B.-A., A 06607-ÖK25V/7-2, 2 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Archiv Geol. B.-A., A 06712-RA/19/1987, 2 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayerhofen (Zell/Ziller). – Archiv Geol. B.-A., A 06713-RA/150/1987, 2 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl-Stadt. – Archiv Geol. B.-A., A 07215-RA/19/1988, 1 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Nordteil des Kartenblattes 150 Mayerhofen. – Archiv Geol. B.-A., A 07216-RA/150/1988, 3 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Begehungen auf ÖK 53 betreffend das Kristallin im Bezirk Amstetten. – Archiv Geol. B.-A., A 08025-RA/53/1990, 2 Bl., 4 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Begehungen auf Blatt 149 Lanersbach. – Archiv Geol. B.-A., A 08026-RA/149/1990, 1 S., 2 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1991): Bericht 1990 über geologische Kartierungen auf Blatt 150 Mayerhofen. – Archiv Geol. B.-A., A 08027-RA/150/1990, 1 Bl., 1 Kt., Wien.
- HEINRICH, M. (Projektl.), BRÜGGEMANN, H., DECKER, K., ESTERLUS, M., LIPIARSKI, P., PAVLIK, W., THIELE, O. & WIMMER-FREY, I. (1991): Erhebung und Darstellung geogener Naturraumpotentiale der Region Amstetten – Waidhofen/Ybbs: Jahresendbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009g/90, Archiv Geol. B.-A., A 07944-R, 25 Bl., 5 Abb., 1 Taf., 7 Tab., 3 Beil., Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt ÖK 149 Lanersbach. – Archiv Geol. B.-A., A 08201-RA/149/1991, 5 S., 3 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayerhofen. – Archiv Geol. B.-A., A 08202-RA/150/1991, 1 Bl., 2 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf dem Kristallin-Anteil des Blattes 53 Amstetten. – Archiv Geol. B.-A., A 08203-RA/53/1991, 2 Bl., 1 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1992): Bericht über Revisionsbegehungen auf den Blättern 12 – Passau, 29 – Schärding, 30 – Neumarkt und 31 – Eferding. – Archiv Geol. B.-A., A 10209-RA/12/1992, 5 Bl., 2 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach. – Archiv Geol. B.-A., A 09998-RA/149/1992, 4 Bl., Wien.
- THIELE, O. (1993): Geologische Übersichtskarte Bundesrepublik Deutschland CC 7942 Passau (südlicher Teil). – Archiv Geol. B.-A., A 16479-km, 2 Bl., 1 Kt., Wien.
- FUCHS, G., KRENMAYR, H.-G., ROETZEL, R. & THIELE, O. (1995): Geologische Übersichtskarte Bundesrepublik Deutschland CC 7942 Passau (Österr. Anteil). – Archiv Geol. B.-A., A 10483-km, 2 Bl., 1 Kt., Wien.
- THIELE, O. (1996): Zwischenbericht über die Erstellung einer Manuskriptkarte 1:25.000 des Nordteiles des Blattes 150 Mayerhofen. – Archiv Geol. B.-A., A 10864-RA/150/1996, 2 Bl., 1 Kt. (2 Teile), Wien.
- THIELE, O. (2006): Geologische Kartierung der Umgebung Donau-berg auf ÖK 149 Lanersbach <ing. Titel>. – Archiv Geol. B.-A., A 16906-RA/149/2006, 1 Kt., Wien.

Werner Richard Hubert Vasicek

25. September 1939 – 25. März 2013

Der langjährige Kustos des Kra-
huletz-Museums in Eggenburg
und beliebte Museums- und
Stadtführer Werner Vasicek ist
unerwartet am 25. März 2013
in Zwettl im 74. Lebensjahr ver-
storben.

Werner Vasicek kam am 25.
September 1939 in Wien als
Sohn des Dr. jur. Richard Va-
sicek und seiner Gattin Hele-
ne (geborene Zimmermann aus
Allentsteig) zur Welt. Da sein
Vater zum Kriegsdienst einge-
zogen wurde, übersiedelte die
Familie nach Allentsteig ins El-
ternhaus der Mutter, ein Kauf-
haus, welches von der Familie
Zimmermann (heute Manfred
Zipfinger) in der Zwettler Stra-
ße 1 betrieben wurde. In Al-
lentsteig besuchte Werner die
Volks- und Hauptschule bis
die Familie nach Rückkehr des
Vaters 1951 nach Langenlois
übersiedelte. 1953 bis 1954 besuchte er die Lehrerfortbil-
dungsanstalt in Strebersdorf, wechselte jedoch im Herbst
1954 an die Bundesstaatliche Aufbaumittelschule in Horn,
wo er am 5. Juli 1961 maturierte.

Er immatrikulierte 1961 an der Universität Wien die Fä-
cher Paläontologie, Biologie und Geologie, leistete 1966
seinen Präsenzdienst in Salzburg und Hörsching ab und
spezialisierte sich in seinem Studium im Fach Paläobotanik.
Schon immer gehörten Pflanzen zu seinen Lieb-
lingsobjekten, die er selbst zog, pflegte und fotografisch
dokumentierte. Als er 1951 in Langenlois ansässig wur-
de, sammelte er intensiv die fossilen oberkarbonen Pflan-
zenreste in Zöbing auf. Diese umfassenden Aufsammlun-
gen aus seiner Mittelschulzeit und Studienzeit als auch
die sehr erfolgreiche wissenschaftliche Grabung im Jahr
1977, welche vom Paläontologischen Institut der Univer-
sität Wien, der Geologischen-Paläontologischen Abtei-
lung des Naturhistorischen Museums in Wien und der
Krauletz-Gesellschaft unterstützt wurde, bewogen ihn,
diese wissenschaftlich kaum bekannte Flora als sein Dis-
sertationsthema zu wählen.



Von 1963 bis 1964 war er am
Institut für Paläontologie der
Universität Wien als halbtags
beschäftigte wissenschaftliche
Hilfskraft angestellt und 1966
an der Zoologischen Abteilung
des Naturhistorischen Muse-
ums in Wien. Später wurde er
freier Mitarbeiter an der Geo-
logischen-Paläontologischen
Abteilung des Naturhistori-
schen Museums in Wien und
ab 1973 kartierte er im Auftrag
der Geologischen Bundesan-
stalt die jungpaläozoische Se-
diment-Serie von Zöbing am
Kartenblatt Krems.

Nach der Pensionierung von
Franz Schäfer als Kustos des
Krauletz-Museums bewarb
sich Werner Vasicek bei der
Stadtgemeinde Eggenburg
um diese Stelle. Franz Schä-
fer stellte als Obmann der Kra-
huletz-Gesellschaft Vasicek's

umfangreiche Kenntnisse der geowissenschaftlichen Fä-
cher, seine Interessen für Urgeschichte, Volkskunde,
Stadtgeschichte und Denkmäler in einem Gutachten für
die Stadtgemeinde dar. Werner Vasicek war also unter den
Mitbewerbern bestens ausgewiesen und wurde am 3. Ok-
tober 1966 provisorisch und am 1. Februar 1968 definitiv
angestellt. Am 31. Dezember 1998 löste er das Dienstver-
hältnis mit der Stadtgemeinde Eggenburg einvernehmlich.
Damit oblag Werner Vasicek 32 Jahre das Kustodiat des
Krauletz-Museums. 1994 nahm er im Sommersemester
einen Lehrauftrag an der Universität Salzburg wahr. Von
1999 bis 30. April 2006 war er am Krauletz-Museum unter
Dir. Dr. Johannes Tuzar geringfügig beschäftigt und gab im
Rahmen dieser Tätigkeit nicht nur seine wertvollen Kennt-
nisse über das Museum an Dr. Tuzar weiter, sondern hielt
vor allem seine beliebten Museums- und Stadtführungen
weiterhin ab.

Neben der Paläobotanik und den Vertretern dieser kar-
bonen Pflanzen unter den rezenten Pflanzen, beschäftig-
te er sich intensiv mit evolutionstheoretischer Literatur,
alten Teppichen, dazu hielt er auch Vorträge, interessier-

te sich für Volkskunde und Kulturgeschichte, besonders der Region und der Stadt Eggenburg, Naturheilkunde und Fotografie. Ebenso war er sehr an der Ur- und Frühgeschichte interessiert und publizierte zwischen 1970 und 1976 zahlreiche archäologische Funde in den Fundberichten aus Österreich. Lange Zeit hindurch war er ein begeisterter Reiter und Pferdeliebhaber und liebte seinen Hund Mira über alles.

Er war mit Frau Mag. art. Claudia Marina Vodák verheiratet.

Im musealen Bereich wurden in seinem Kustodiat gemeinsam mit verschiedenen Kolleginnen und Kollegen über 12 Sonderausstellungen mitbetreut und von ihm 1983 die Sonderschau „280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing“ konzipiert und eingerichtet. Zu dieser verfasste er den bis heute im Umlauf stehenden Katalog „Permfossilien – 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing“. Im Zusammenhang mit den Aktivitäten des Krahuletz-Museums hat er unzählige, sehr beliebte Museums- und Stadtführungen gehalten, korrespondierte mit Kolleginnen und Kollegen des In- und Auslandes sowohl in fachlicher wie auch allgemeiner Hinsicht und beantwortete gewissenhaft die an ihn herangetragenen Fragen. Seine täglichen Aufzeichnungen enthalten sicherlich Wertvolles zum Museum und den damit im Zusammenhang stehenden Ereignissen.

Dem Vorkommen von oberkarbonen Pflanzen, Insekten, Muscheln, Ostracoden, Fischzähnen und Algen (auch Stromatolithen) in Zöbing galt sein wissenschaftliches Interesse. Vasicek hat durch seine Studien an den Pflanzenresten erstmals das oberkarbone Alter der Pflanzen führenden Schichten im basalen Teil der Zöbinger Schichtfolge erkannt, erstmals wurden durch ihn fossile Süßwassermuscheln bekannt, die Erik Flügel (1960) beschrieb, sowie eine Reihe von Samenresten, die Walter Berger (1951) bearbeitet und publiziert hat und eine Fischfauna, die von Thomas Schindler und Oliver Hampe (1996) erfasst wurde. Gemeinsam mit Friedrich Bachmayer (1967) hat er den ersten Nachweis von fossilen Insekten aus diesen Ablagerungen erbracht. Diese Fossil-

gemeinschaft von Zöbing ist das einzige derartige oberkarbone Vorkommen nördlich der Alpen in Österreich und daher von essentieller Bedeutung. In diesem Zusammenhang korrespondierte er mit Kolleginnen und Kollegen des In- und Auslandes, besonders mit jenen aus Deutschland und der damaligen Tschechoslowakei, woher zeitgleiche Floren beschrieben waren und ähnliche Sedimentabfolgen vorlagen. Besonders interessierte ihn, neben den makroskopischen Pflanzenfossilien, auch die Mikrofazies, z.B. in den von ihm entdeckten „Coalballs“ mit den daraus nachgewiesenen Algen und stromatolith-ähnlichen Strukturen sowie bei den groben Sedimentschüttungen die darin enthaltenen Vulkanitgerölle. Gewissenhaft hat er alle Funde und Sedimentproben in kodierter Form erfasst und dazu umfangreiche Karteien sowie Literaturdateien angelegt.

Seine geologisch-sedimentologische Kartierung ist 1984 auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 – Krems erschienen und seine Aufnahme der Schichtenfolge wurde erstmals im Katalog zur Ausstellung „Permfossilien“ publiziert. Erst kürzlich arbeiteten Slavomir Nehyba, Reinhard Roetzel und Lubomir Maštera (2012) über die Herkunft der Sandsteine in dieser Schichtenfolge, eine Arbeit, die auf der Aufnahme der Sedimentabfolge von Werner Vasicek basiert.

Seine umfangreichen Aufsammlungen und Aufzeichnungen werden heute im Krahuletz-Museum aufbewahrt, wobei er selbst viele Pflanzenreste bereits wissenschaftlich bearbeitet hat. Die Krahuletz-Gesellschaft ist nun bemüht, diesen wissenschaftlichen Schatz, den er hinterlassen hat, durch fachlich ausgewiesene Kolleginnen und Kollegen bearbeiten und publizieren zu lassen.

Werner Vasicek war Ehrenmitglied der Krahuletz-Gesellschaft, Mitglied der Krahuletz-Forschungs-Gesellschaft, der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft, der Internationalen Paläontologischen Gesellschaft, der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, des Vereins Agemus und schließlich lange Jahre im Vorstand des Vereins „Kiwaniis Club Gars im Kampthal“.

Publikationsverzeichnis Werner Vasicek

BACHMAYER, F. & VASICEK, W. (1967): Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich. – Ann. d. Naturhist. Mus. in Wien, **71**, 13–18, Wien.

VASICEK, W., REINHART, H. & STEININGER, F. (1966–1970): Dietmannsdorf an der Pulkau, BH Hollabrunn. – Fundberichte aus Österreich, **9**, 256–257, Wien.

VASICEK, W. (1971): Eggenburg, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **10**, 38, Wien.

VASICEK, W. (1972): Ravelsbach, BH Hollabrunn. – Fundberichte aus Österreich, **11**, 19, Wien.

VASICEK, W. (1972): Eggenburg, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **11**, 135ff., Abb. 192–194., Wien.

VASICEK, W. (1972): Gauderndorf, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **11**, 137, Wien.

VASICEK, W. (1972): Kühnring, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **11**, 138, Abb. 196–198, Wien.

VASICEK, W. & MAURER, H. (1972): Ravelsbach, BH Hollabrunn. – Fundberichte aus Österreich, **11**, 42, Abb. 71–72, Wien.

VASICEK, W. (1973): Ebersbrunn, BH Hollabrunn. – Fundberichte aus Österreich, **12**, 49, Abb. 59–61, Wien.

VASICEK, W. (1973): Eggenburg, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **12**, 143–144, Abb. 172–173, Wien.

VASICEK, W. & MAURER, H. (1973): Grafenberg, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **12**, 60–61, Abb. 70–75, Wien.

VASICEK, W. (1974): Bericht 1973 über Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Kartenblättern Horn (21) und Krems (38). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A114–A115, Wien.

VASICEK, W. & MAURER, H. (1974): Pfaffenreith, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **13**, 29, Wien.

VASICEK, W. (1975): Blatt 21, Horn. Geologische Aufnahme (Paläozoikum). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A25–A26, Wien.

VASICEK, W. (1975): Brunn an der Wild, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **14**, 43, Wien.

VASICEK, W. (1975): Kattau, BH Horn. – Fundberichte aus Österreich, **14**, 118, Wien.

- VASICEK, W. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Blättern 21, Horn und 38, Krems. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A77–A80, Wien.
- VASICEK, W. (1976): Hohenwarth, BH Hollabrunn. – Fundberichte aus Österreich, **15**, 228ff., Abb. 198–205, Wien.
- VASICEK, W. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Blättern 21, Horn und 38, Krems. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A46–A47, Wien.
- VASICEK, W. (1977): Perm von Zöbing. – In: MATURA, A. (Red.): Waldviertel. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Waldviertel, 15.–20. Mai 1977, 16–18, 69–72, Wien.
- VASICEK, W. (1983): 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlewälder von Zöbing. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **4**, 15–50, 6 Taf., Eggenburg (Krahuletz-Gesellschaft).
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – Geol. B.-A., Wien.
- VASICEK, W. (1986): Die geologisch-paläontologische Sammlung als Hauptthematik des Krahuletz-Museums. – In: KORELL, D. & MAURER, H.: Gesellschaft für Vor- und Frühgeschichte, Tagung Niederösterreich 1985, Vorträge. – Mannus, **23** NF, 135–142, Bonn–Wien.
- VASICEK, W. (1986): Das Krahuletz-Museum. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stadt Eggenburg, der Entstehung der Landschaft des Manhartsberges und des westlichen Weinviertels. – In: BRANDSTETTER, H.: Eggenburg – Geschichte und Kultur. – 1. Aufl., 153–186, 29 Abb., Wien (Literas Universitätsverlag).
- ROGL, F., STEININGER, F.F. & VASICEK, W. (1986): Riesen der Vorzeit – Urelefanten und Nashörner im Weinviertel vor 10 Millionen Jahren. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **6**, 32 S., 18 Abb., Eggenburg (Krahuletz-Gesellschaft).
- VASICEK, W. (1991): Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20. September 1991, 98–101, Wien.
- VASICEK, W. (1991): Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – Exkursionsführer d. Österr. Paläont. Ges., 1–21, Wien.
- CICHOCKI, O., POPOVTSCHAK, M., SZAMEIT, E. & VASICEK, W. (1991): Excursion A, 22. September 1991: Northern Lower Austria. – In: KOVAR-EDER, J. (Ed.): Palaeovegetational development of Europe: Pan-European Palaeobotanical Conference, September 19th to 23rd 1991 organized by the Natural History Museum and the Austrian Commission for UNESCO under the auspices of IOP. – Field-Guide, 5–22, Wien.
- FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – Unveröff. Manusk., Archiv Geol. B.-A., Nr. A 08063-ÖK25V/21-3, Wien.
- VASICEK, W. (1993): Familie. Ideal und Realität. – Katalog der Niederösterr. Landesausstellung, N.F. **316**, 503 (Nr. 9.41), Horn.
- VASICEK, W. & STEININGER, F.F. (1996): Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – Schriftenr. d. Waldviertler Heimatbundes, **38**, 62–72, 3 Taf., Waidhofen/Thaya.
- VASICEK, W. & STEININGER, F.F. (1999): Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels, 2. Aufl. – Schriftenr. d. Waldviertler Heimatbundes, **38**, 62–72, 3 Taf., Waidhofen/Thaya.

Zitierte Literatur

- BERGER, W. (1951): Neue Pflanzenfunde aus dem Rotliegenden von Zöbing (Niederösterreich). – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., **88**, 288–295, Wien.
- FLÜGEL, E. (1960): Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 78–82, Wien.
- NEHYBA, S., ROETZEL, R. & MAŠTERA, L. (2012): Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovice Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographic reconstructions of the post-Variscan collapse basins. – *Geologica Carpathica*, **63/5**, 365–382, Bratislava.
- SCHINDLER, T. & HAMPE, O. (1996): Eine erste Fischfauna (Chondrichthyes, Acanthodii, Osteichthyes) aus dem Permkarbon Niederösterreichs (Zöbing, NE Krems) mit paläoökologischen und biostratigraphischen Anmerkungen. – *Beitr. z. Paläont.*, **21**, 93–103, Wien.

FRITZ F. STEININGER

Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation

HOLGER GEBHARDT¹, STJEPAN ČORIĆ¹, HANS-GEORG KRENMAYR¹,
HARALD STEININGER² & JOACHIM SCHWEIGL²

10 Abbildungen, 4 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 38 Krems an der Donau
Blatt 39 Tulln
Blatt 56 Sankt Pölten

*Lithostratigraphie
Niederösterreich
Ottnangium
Pixendorf-Gruppe
Traisen-Formation (Oncophora-Schichten)
Dietersdorf-Formation (Eichberg-Konglomerat)*

Inhalt

Zusammenfassung	15
Abstract	16
Einleitung	16
Lithostratigraphische Gliederung	17
Pixendorf-Gruppe	17
Name	17
Beschreibung	17
Bemerkungen	17
Traisen-Formation	18
Name	18
Beschreibung	18
Profile	18
Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten	23
Bio- und Chronostratigraphie	23
Bemerkungen	24
Dietersdorf-Formation	24
Name	24
Beschreibung	24
Profile	29
Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten	29
Bio- und Chronostratigraphie	29
Bemerkungen	30
Dank	30
Literatur	30

Zusammenfassung

Die bisher in Niederösterreich als *Oncophora*-Schichten und Eichberg-Konglomerat bezeichneten (informellen) lithostratigraphischen Einheiten der Molassezone werden von den oberösterreichischen und bayerischen *Oncophora*-Schichten abgetrennt und formell als moderne lithostratigraphische Einheiten (Formationen) definiert. Die Traisen-Formation (ehemals *Oncophora*-Schichten) und die Dietersdorf-Formation (ehemals Eichberg-Konglomerat) werden als Pixendorf-Gruppe zusammengefasst. Die hier beschriebenen Einheiten wurden in einem stark ausgesüßten (brackischen) Randmeer mit wiederholten „fan-delta“-Schüttungen abgelagert. Die oberirdischen Vorkommen reichen vom Raum St. Pölten bis zum Wagram zwischen Fels und Kirchberg/W. und sind aus Bohrungen auch nördlich der Donau bekannt.

¹ HOLGER GEBHARDT, STJEPAN ČORIĆ, HANS-GEORG KRENMAYR: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. holger.gebhardt@geologie.ac.at

² HARALD STEININGER, JOACHIM SCHWEIGL: Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, BD1 – Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten.

New Definitions of Upper Otnangian (Lower Miocene) Lithostratigraphic Units of the Alpine-Carpatian Foredeep in Lower Austria: Pixendorf Group, Traisen Formation, and Dietersdorf Formation

Abstract

The so-called *Oncophora* Beds and the Eichberg Conglomerate of Lower Austria are informal lithostratigraphic units of the Molasse Zone. Here we separate these units from identically named deposits in Upper Austria and Bavaria and define them formally as formations. The Traisen Formation (formerly *Oncophora* Beds) and the Dietersdorf Formation (formerly Eichberg Conglomerate) are combined within the Pixendorf Group. The described units were deposited in a strongly freshened (brackish) epeiric sea with frequent fan-delta bodies. Surface occurrences cover the area from St. Pölten to the Wagram between Fels and Kirchberg/W. and are also known in boreholes from north of the Danube River.

Einleitung

Traditionell werden die nach dem unterottnangischen „Jüngeren Schlier“ bzw. *Robulus*-Schlier abgelagerten, oft unverfestigten Sande, Silte und Tonsteine in Niederösterreich südlich der Donau als *Oncophora*-Schichten bezeichnet (z.B. WESSELY et al., 2006). Namensgebend war die Brackwassermuschel *Rzehakia* (früher als *Oncophora* bezeichnet). Der Begriff *Oncophora*-Schichten wurde ursprünglich von RZEHAK (1893) für ottnangische Ablagerungen in Mähren eingeführt. Im Gegensatz zu gleichnamigen Ablagerungen in Oberösterreich und Bayern sind die niederösterreichischen Äquivalente jedoch bis auf wenige Ausnahmen fossilfrei und entkalkt. Die vereinzelt Fossilfunde lassen jedoch eine Parallelisierung mit den oberösterreichischen und bayerischen Sedimenten und damit die Einstufung in das obere Otnangium zu. In Oberösterreich sind die li-

thologischen Abfolgen des Otnangium vielfältiger gegliedert als in Niederösterreich (z.B. RUPP et al., 2011) und können deutlich unterscheidbaren Ablagerungsräumen zugeordnet werden. Es besteht kein zusammenhängender Schichtverband zwischen den *Oncophora*-Schichten in Niederösterreich und altersgleichen Ablagerungen in Oberösterreich, d.h. zwischen dem westlichen Oberösterreich und dem Raum St. Pölten sind keine oberottnangischen Sedimente bekannt (BRIX et al., 1977). Diese Trennung wird auch durch deutliche Differenzen der Mollusken-Assoziationen bestätigt (HARZHAUSER & MANDIC, 2008). Im Gegensatz zu den bayerisch-oberösterreichischen Ablagerungen können in Niederösterreich trotz Mächtigkeiten von stellenweise mehreren hundert Metern nur zwei lithologisch (und genetisch) differenzierbare Einheiten unterschieden werden (bisherige Benennung: *Oncophora*-Schichten, Eichberg-Konglomerat), die eng miteinander verzahnt sind.

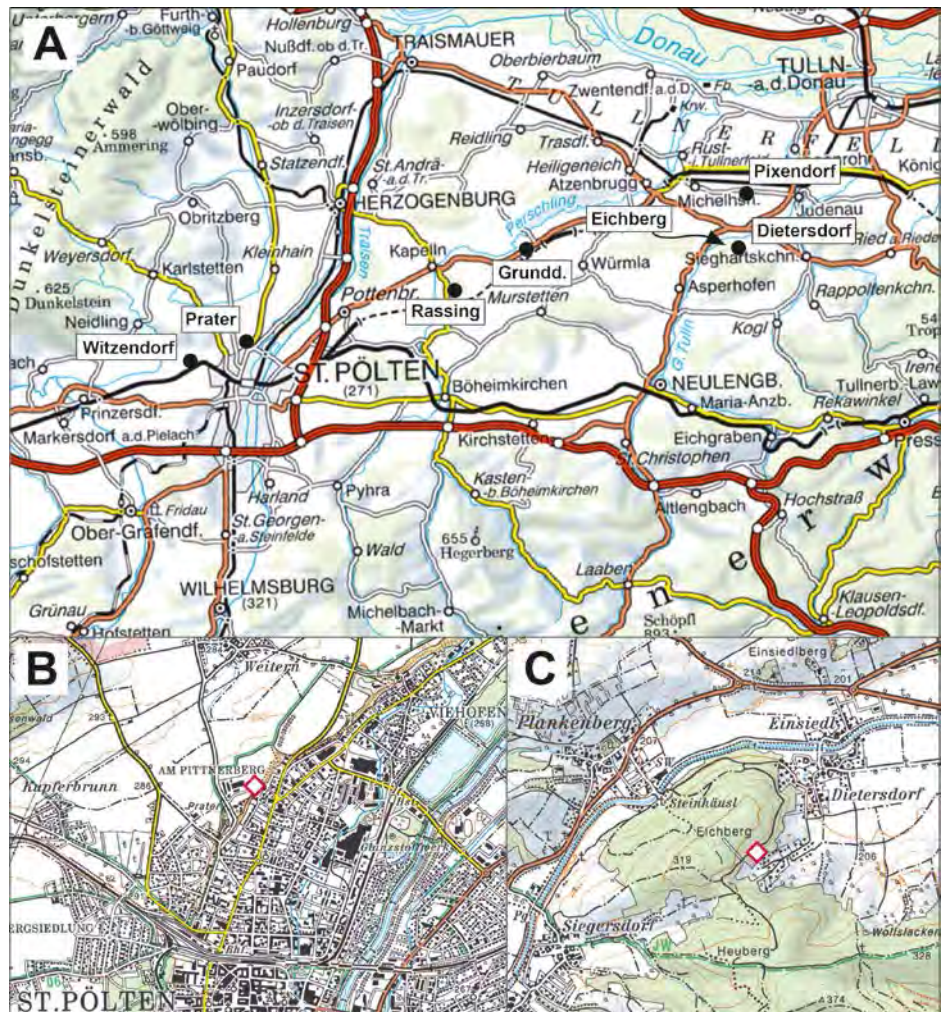


Abb. 1. Lage der Typus- und Referenzprofile von Traisen- und Dietersdorf-Formation (rote Rauten). A: Übersicht. B: Stadtteil Prater in St. Pölten. C: Umgebung von Dietersdorf.

Eine formelle Abtrennung dieser oberottnangischen Sedimente von den *Oncophora*-Schichten Oberösterreichs und Bayerns ist also berechtigt und notwendig. Im Nordosten Österreichs (Roseldorf-Zone, Alpin-Karpatische Vortiefe) und in weiterer Folge in der Tschechischen Republik (Mähren) zeigen zeitgleiche Ablagerungen von den hier definierten lithostratigraphischen Einheiten sehr verschiedene Lithologien und Ablagerungsbedingungen. Im Typusgebiet der *Oncophora*-Schichten in der karpatischen Vortiefe Mährens bestehen die Ablagerungen aus Tonen, Silten und Sanden mit geringmächtigen Kohleflözen sowie Gerölllagen und führen eine reiche Molluskenfauna („*Rzehalka*-Schichten“, PAPP et al., 1973). Die Schichten werden heute als Vestonice-Formation bezeichnet (ADAMEK, 2003; PÍCHA et al., 2006). Die zur „Pouzdrany Unit“ gehörenden Ton- und Siltsteine der Krepice-Formation mit ihrem Mikrofossilgehalt (KRHOVSKY et al., 2001) entsprechen dem „Jüngeren“ (Robulus-) Schlier. Die grünen Tonsteine und Diatomite der Pavlovice-Formation in der „Zdanice Unit“ wurden unter anoxischen Bedingungen abgelagert (PÍCHA & STRÁNIK, 1999; KRHOVSKY et al., 2001). Krepice-Formation und Pavlovice-Formation wurden unter anderen Bedingungen abgelagert als die hier abzugrenzenden *Oncophora*-Schichten in Niederösterreich. Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ der Roseldorf-Zone und die *Oncophora*-Schichten der karpatischen Vortiefe nördlich des Wagrams wurden etwa zeitgleich abgelagert, sie werden jedoch von HAMILTON (1997) genetisch vollkommen anders interpretiert (siehe Bemerkungen zur Traisen-Formation).

Lithostratigraphische Gliederung

Pixendorf-Gruppe

Name

Die Benennung der Pixendorf-Gruppe erfolgte nach der Siedlung Pixendorf südwestlich von Tulln (Abb. 1). In den südlichen Ortsteilen und am sich direkt südlich anschließenden Mitterberg sind sowohl die Traisen- als auch die Dietersdorf-Formation in zahlreichen kleinen Aufschlüssen zugänglich. Beide Formationen treten hier eng verzahnt auf. Aufgrund der sehr häufigen Bezeichnung Mitterberg in Österreich (89 Nennungen in BEV, 2012) wurde Pixendorf bei der Benennung der Vorzug gegeben.

Beschreibung

Die Pixendorf-Gruppe setzt sich aus der überwiegend feinklastischen Traisen-Formation (Sande und Sandsteine) und der grobklastischen Dietersdorf-Formation (Konglomerate) zusammen. Die Konglomerate der Dietersdorf-Formation stellen dabei ein System aus ursprünglich zusammenhängenden „fan-delta“-Ablagerungen dar, welche in die Sande der Traisen-Formation eingebettet sind. Beide Formationen stellen also zeitgleiche, laterale Äquivalente (oder verzahnte Sedimentkörper) eines größeren Ablagerungssystems dar. Beide Formationen sind im Gelände gut unterscheidbar und kartierbar. Die Ausdehnung der Pixendorf-Gruppe stimmt mit jener der Traisen-Formation überein.

Die unterlagernde lithologische Einheit der Pixendorf-Gruppe ist der „Jüngere Schlier“ (= *Robulus*-Schlier, PILLER et al., 2004; unteres Ottnangium), der in einem marinen Milieu abgelagert wurde. Die überlagernde lithologische Einheit ist die Laa-Formation (Karpatum), die jedoch nur

nördlich der Donau auftritt. Das geochronologische Alter der Pixendorf-Gruppe ist frühes Miozän (spätes Burdigalium). Die Mächtigkeiten entsprechen denen der Traisen-Formation (siehe unten).

Typusprofile, Typusgebiete und Referenzprofile der Pixendorf-Gruppe ergeben sich aus den die Gruppe aufbauenden Formationen (siehe unten) und müssen daher nicht gesondert aufgeführt werden (vgl. STEININGER & PILLER, 1999).

Bemerkungen

Aufgrund der beobachteten großen Schichtmächtigkeiten, der exponierten Lage und seiner zentralen Position scheint der Bereich um den Eichberg das Haupteinspeisungszentrum für die klastische Sedimentanlieferung im oberen Ottnangium in dieser Gegend gewesen zu sein. Das an einigen wenigen Stellen gemessene Einfallen der Schrägschichtungsblätter in der Dietersdorf-Formation deutet auf südliche bis südöstliche Schüttungsrichtungen hin, was von uns bisher nicht hinreichend erklärt werden kann, ist doch die Herkunft des Materials wegen des hohen Flyschanteils im Süden zu suchen. Die zeitgleich in flachem Brack- oder Süßwasser abgelagerte Traisen-Formation (*Oncophora*-Schichten, WESSELY et al., 2006) wird von uns als zugehörige, distale Sand-Schluff- und Tonfazies („bypass“-Sedimente) der Dietersdorf-Formation aufgefasst. Vermutlich lag bei St. Pölten ein weiteres Einspeisungszentrum, dessen heutige Relikte nur in einer distaleren Fazies erhalten sind. Die enge Verzahnung und gleichzeitige Ablagerung von Traisen- und Dietersdorf-Formation ist bereits von VETTERS (1924) erkannt worden.

Die Sedimente der Pixendorf-Gruppe (insbesondere der Traisen-Formation) füllen ein Paläorelief auf und erreichen daher je nach Position sehr unterschiedliche Mächtig-



Abb. 2. Aufschlussesituation der Typlokalität für die Traisen-Formation (Luftbild von Google Maps) im Stadtteil Prater von St. Pölten. A: Typusprofil, südwestliche ehemalige Sandgrube. B: nordöstliche ehemalige Sandgrube.

keiten. Auf dem Kristallinrücken von Moosbierbaum werden in Bohrungen nur 34 m erreicht (Moosbierbaum K 1), während auf der benachbarten Tiefscholle rund 770 m erbohrt wurden (Moosbierbaum K 2 und K 5; BRIX et al., 1977).

Traisen-Formation

Sand und Sandstein des Donaubeckens, teilweise (STUR, 1892, 1894; PAUL & BITTNER, 1894).

Oncophora-Schichten (BITTNER, 1896; ABEL, 1903; SCHNABEL et al., 2002; WESSELY et al., 2006).

Oncophora-Sande (VETTERS, 1924; GÖTZINGER et al., 1954).

Rzehakia Formation (PAPP et al., 1973).

Oncophora-Serie (BRIX et al., 1977).

Name

Die Benennung der Traisen-Formation erfolgte nach dem Fluss Traisen in Niederösterreich, der durch St. Pölten und somit sehr nahe der Typuslokalität fließt (Abb. 1). Die Traisen ist für die Entstehung des Steilhanges und damit für die guten Aufschlussverhältnisse am Prater verantwortlich (Abb. 2). Zudem durchfließt der Fluss weite Gebiete mit Ablagerungen der Traisen-Formation.

Beschreibung

Die weitgehend kalkfreien, gelblich-grauen, glimmerreichen Mittel- und Feinsande sowie Sandsteine mit siltigen Zwischenlagen und gelegentlichen Kies- bzw. Konglomeratlagen und Ligniteinschaltungen werden in Niederösterreich südlich der Donau traditionell als *Oncophora*-Schichten bezeichnet. Diese kommen überwiegend beiderseits der Flüsse Traisen und Perschling zwischen St. Pölten und Tulln oberflächennah vor.

Charakteristisch für die Traisen-Formation ist die lockere Lagerung oder schwache Verfestigung insbesondere der Fein- und Mittelsande sowie der wenigen grobklastischen Schichten. Die extrem seltene Fossilführung ist weitgehend auf die Grobklastika (Grobsande bis Kies) beschränkt. Da die Fein- und Mittelsande oft ungeschichtet (massig) auftreten, können sie im verwitterten Zustand oft nur sehr schwer vom darüber abgelagerten Löss (bzw. Lösslehm) unterschieden werden. An vielen Stellen treten linsen- bis kugelförmige Konkretionen von bis zu mehreren Metern Durchmesser auf. Die ursprünglich grauen Gesteine nehmen durch die Verwitterung eine beige, gelbe oder rotbraune Farbe an. Es können zwei unterschiedliche Lithofaziestypen unterschieden werden: eine überwiegend sand- bzw. sandsteindominierte Fazies, die an der Oberfläche stark überwiegt und die durch das Typusprofil gut repräsentiert wird, sowie eine von Ton und Siltstein dominierte Fazies, die an der Oberfläche deutlich weniger häufig vorkommt bzw. seltener aufgeschlossen ist (Referenzprofile).

Mineralogische Untersuchungen an tonigen und sandigen Sedimenten eines Profils im Raum Grunddorf (Abb. 1) zeigen ein relativ einheitliches Gesamtbild (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009). Bei der gesamtmineralogischen Zusammensetzung dominieren die Schichtsilikate (34–61 %), gefolgt von Quarz (23–34 %), andere Bestandteile treten mit weit geringeren Anteilen auf (Plagioklas 10–14 %, Alkalifeldspat 0–3 %, Dolomit 2–12 % und Calcit 0–5 %). Bei den Tonmineralen sind Smectit (40–55 %) und Illit-Glimmer (26–37 %) am häufigsten. Zusätzlich treten Chlorit (10–14 %), Kaolinit (2–7 %) und Vermiculit (3–5 %) auf.

Die Mächtigkeiten der Traisen-Formation entsprechen denen der Pixendorf-Gruppe. Sie schwanken je nach Position zwischen wenigen 10er Metern und mehreren 100er Metern (34–770 m, BRIX et al., 1977).

1. Sand(stein)-dominierte Fazies: Es dominieren Fein- bis Grobsande und Sandsteine (Quarzsand), die in Dezimeter bis mehrere Meter dicke Pakete gegliedert, intern massig ausgebildet sind oder häufig ebene Lamination zeigen. Das massige Erscheinungsbild vieler Sandpakete könnte auch nur ein scheinbares sein, weil eine allenfalls vorhandene ebene Lamination oder Schrägschichtung in fein- und gleichkörnigen Sanden dieser Art häufig nicht zu erkennen ist. Nur wenige Siltlagen als auch Grobsand- bis Feinkieslagen von wenigen cm bis dm Mächtigkeit sind zwischengeschaltet (Abb. 3, Tab. 1). Die Schichtober- und Unterflächen sind meist eben, wellige Schichtflächen (z.B. Rippelmarken) sind selten und nur bei deutlichem Materialwechsel sichtbar. Schrägschichtungsstrukturen wurden nur in Einzelfällen beobachtet (z.B. südlich Pixendorf). In den Kies führenden Schichten treten an einigen Stellen neben Molluskenbruchstücken oft auch Tonklasten oder Tongerölle („rip-up clasts“) auf, die auf eine synsedimentäre Erosion von zuvor innerhalb des Systems abgelagerten Sedimentkörpern hinweisen. Einzelne Pelitklasten werden häufig in massigen Sanden beobachtet. Nach Korngrößenanalysen von Proben aus dem Profil am Prater reicht das Spektrum der Sedimente von tonig-sandigem Silt bis zu kiesigem Sand mit Gerölllagen (Abb. 4). Bei Grunddorf treten in den Gerölllagen auch Kristallinkomponenten auf.

2. Ton/Siltstein-dominierte Fazies: Diese durch Wechselagerungen von Tonen (teilweise Tonsteinen) und Silt- bis Feinsandsteinlagen im cm- bis dm-Bereich gekennzeichnete Lithofazies ist an der Oberfläche deutlich seltener aufgeschlossen als die oben beschriebene Sand(stein)-dominierte Fazies. Dies ist wahrscheinlich auf die leichtere Erodierbarkeit der Feinklastika zurückzuführen. Es bilden sich daher in dieser Lithofazies flachere Hänge aus und temporäre Aufschlüsse verrutschen und verwachsen rascher als in der sandigen Lithofazies. Das Referenzprofil bei Witzendorf (Abb. 5) zeigt deutlich die geringen Schichtdicken innerhalb der Traisen-Formation anhand der Material- und Farbwechsel. Die tonigen Lagen enthalten 56–72 % Schichtsilikate, 22–24 % Quarz und 2–10 % Feldspäte.

Profile

Die vom Fluss Traisen geschaffenen Steilhänge nördlich von St. Pölten eigneten sich gut zur Anlage von Sandgruben und zeichnen sich daher durch gute Aufschlussverhältnisse aus. Zudem ist dies der einzig bekannte Bereich, wo voraussichtlich dauerhaft zusammenhängende Profile mit vielen Metern Mächtigkeit an der Erdoberfläche zugänglich sind. Konsequenterweise haben wir deshalb das Typusprofil in dieser Region ausgewählt. Die von BITTNER (1896) erwähnten „guten Aufschlüsse beim Prater“ umfassten sehr wahrscheinlich auch bereits das hier beschriebene Typusprofil. Da hier die Grenze zum liegenden „Jüngeren Schlier“ (*Robulus*-Schlier) nicht aufgeschlossen ist, wird zusätzlich ein geringmächtiges Referenzprofil bei Witzendorf beschrieben, das diesen Übergang repräsentiert. Die überwiegend siltig-tonige Fazies wird in einem weiteren Referenzprofil beschrieben.

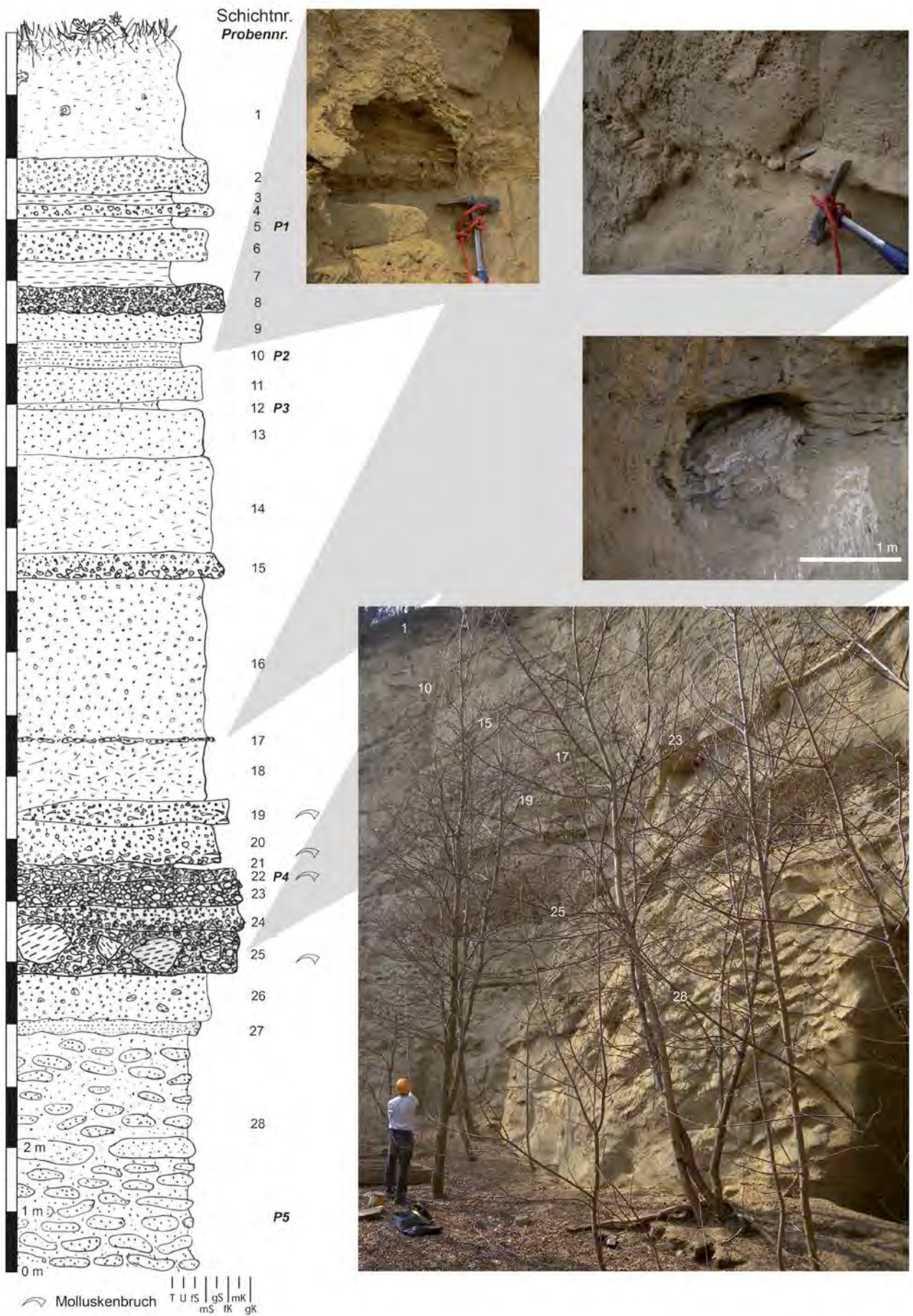


Abb. 3. Typusprofil der Traisen-Formation mit lithologischer Abfolge sowie Gesamtübersicht und Details prägnanter Schichtglieder.

Typusgebiet: Österreichische Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, nordwestlicher Teil, nördliches Stadtgebiet von St. Pölten, Stadtteil Prater, nordwestlich der Straße Richtung Viehofen (Abb. 1, 2).

Typusprofil: UTM-Koordinaten R 0546433, H 5341074, südwestliche der beiden ehemaligen Sandgruben (Abb. 2, 3, Tab. 1).

Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 1 zu entnehmen. Das Typusprofil ist im Hangenden von pleistozänem Löss überdeckt. Das Liegende ist nicht auf-

geschlossen. In den Typus- und Referenzprofilen sind keine klaren Tendenzen bei der Korngrößenverteilung zu erkennen. Im Typusprofil und den benachbarten Aufschlüssen sind keine Störungen mit Versätzen zu erkennen. Klufflächen sind nur in den tonigen Schichtgliedern sichtbar.

Vermutlich wurden die Sedimentpakete des Typusprofils in breiten und flachen Rinnenstrukturen im Bereich eines Deltahanges abgelagert. Da an der Typlokalität keine Schrägschichtungsstrukturen vorhanden sind, und die weitgespannten, horizontal gelagerten, erosiven Grenzflä-

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
1	190	Silt bis Feinsand	beige	massig	mit Konkretionen, Lössschnecken
2	60	Mittel- bis Grobsandstein	beige	massig	
3	20	Ton	grau	eben laminiert	
4	20	Mittel- bis Grobsandstein	gelb	massig	schlecht gerundete Quarzkörner bis 5 mm, glimmerreich
5	20	Ton	grau	eben laminiert	
6	50	Mittel- bis Grobsand	gelb	massig	schwach verfestigt
7	40	Ton	grau	eben laminiert	
8	40	Grobsand bis Feinkies	gelb	massig	wellige Schichtunterseite, schwach verfestigt
9	50	Mittelsand	gelb	massig	wellige Schichtoberseite, schwach verfestigt
10	40	Silt bis Feinsand	gelb	eben laminiert	schwach verfestigt
11	60	Mittelsand	gelb	massig	schwach verfestigt
12	10	Tonstein	grau	massig	
13	70	Mittelsand	gelb	massig	sehr locker
14	160	Fein- bis Mittelsandstein	gelb/grau	massig	stark glimmerhaltig
15	40	Mittel- bis Grobsand	gelb	gradiert (fining upward)	schlecht gerundete Körner, alternierende Fein- und Mittelsandlagen beim Übergang zu Schicht 13, schwach verfestigt
16	260	Mittelsand	gelb/grau	massig	Quarzkörner bis 3 mm, schwach verfestigt
17	5	Mittelsandstein	grau	konkretionär	sehr hart
18	95	Mittelsand	grau	massig	glimmerhaltig, schwach verfestigt
19	40	Mittel- bis Grobsandstein	grau/braun	massig	mit Molluskenresten, keilt nach Süden aus, sehr hart
20	60	Mittel- bis Grobsand	grau	gradiert (fining upward)	mit Molluskenresten im unteren Teil (10 cm), mit schlecht gerundeten Quarzkörnern bis 5 mm, schwach verfestigt
21	5 bis 10	Tonstein	grau	zerbrochen	Tonklastenlage, teilweise auskeilend
22	20	Grobsand bis Feinkies	grau	massig	mit Molluskenresten und Tonklasten, schwach verfestigt
23	40	Grobsand bis Feinkies	gelb/grau	massig	schwach verfestigt
24	40	Grobsand bis Feinkies	grau	undeutlich gradiert oder schrägschichtet	Rinnenfüllung, schwach verfestigt
25	70	Grobsand bis Feinkies	grau	massig bis geschichtet	mit Tonklasten bis ca. 1 m Durchmesser, Molluskenreste, schwach verfestigt
26	80	Grobsand bis Feinkies	gelb/grau	massig	Kiesel bis 3 cm, mit Tonklasten, schwach verfestigt
27	20	Feinsandstein	grau	eben laminiert	
28	380	Feinsand	grau	massig	mit Konkretionen bis 30 cm, im Mittelteil lagige Konkretionen bis 1,5 m und größer, schwach verfestigt

Tab. 1. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Typusprofils der Traisen-Formation. Schicht 1 besteht aus pleistozänem Löss, die Schichten 2 bis 28 gehören zur Traisen-Formation.

chen keine Rekonstruktion einer Rinnengeometrie im Aufschluss zulassen, kann auch die Schüttungsrichtung des Materials auf diese Weise nicht geklärt werden.

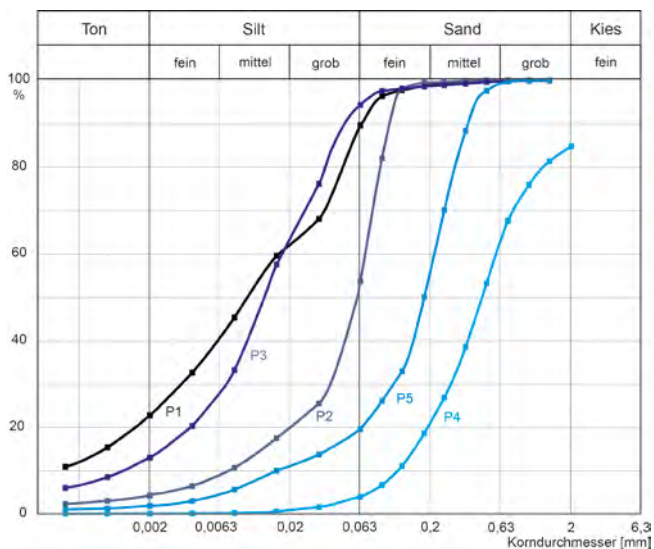


Abb. 4. Kornsummenkurven der im Typusprofil der Traisen-Formation entnommenen Proben. Die Sedimente sind als schlecht bis extrem schlecht sortierter tonig-sandiger Silt bis Sandsilt (P1–3), oder schlecht bis sehr schlecht sortierter siltyger Sand bis kiesiger Sand (P4, 5) zu benennen.



Abb. 5. (Grenz-)Referenzprofil bei Witzendorf westlich von St. Pölten. Klappspaten dient als Maßstab (ca. 50 cm).

Referenzprofile

Grenz-Stratotypus

Im Jahr 1998 war im Rahmen des Ausbaues der Westbahn (ÖBB) westlich von St. Pölten bei Witzendorf (UTM-Koordinaten R 0543310, H 5340160) die Grenze zwischen „Jüngerem Schlier“ (*Robulus*-Schlier) und Traisen-Formation über längere Distanz temporär aufgeschlossen. In Abbildung 5 ist die Grenzfläche deutlich durch die unterschiedliche Färbung der beiden Einheiten gekennzeichnet. Der höhere Feuchtigkeitsgehalt des „Jüngerem Schliers“ lässt ihn dunkler erscheinen, auch sind die einzelnen Schichten der Traisen-Formation deutlich weniger mächtig. Leider ist der ehemals wohl vorhandene Gehalt an kalkigen Mikrofossilien der Traisen-Formation und an dieser Stelle auch des „Jüngerem Schliers“ inzwischen weggelöst, so dass beide Einheiten ähnliche Zusammensetzungen von kieseligen Mikrofossilien aufweisen (wenige Schwammnadeln und Rhaxen). Die Schichten fallen mit ca. 15° nach Südwesten ein, wobei eine geringe Winkel- (Erosions-) Diskordanz zwar im Gelände beobachtbar, aber kaum messbar ist. Die Proben wurden jeweils 1 m ober- und un-



Abb. 6. Temporärer Aufschluss der sandigen Fazies der Traisen-Formation bei Kapellen. A: „Slumping“-Strukturen und zerbrochene Schollen im unteren Teil des Aufschlusses werden diskordant von eben liegenden Schichten überlagert. Rotbraun gefärbter Löss deckt die Sande und Konglomerate ab. B: Konglomeratische und zerbrochene tonige Partien innerhalb einer „Slumping“-Struktur. C: Charakteristische kugelige Konkretionen aus dem Sand (bzw. Sandstein) der Traisen-Formation.

terhalb der Grenzfläche entnommen. Proben der Traisen-Formation unterscheiden sich von denen des „Jüngeren Schliers“ durch etwas geringere Quarz- und Albitgehalte sowie etwas höhere Schichtsilikatanteile. Bei den Tonmineralen fällt ein gegenüber dem *Robulus*-Schlier höherer Gehalt an Kaolinit in der Traisen-Formation auf, der auf die zunehmende Verlandung hinweist. Die tonigen Lagen der Traisen-Formation enthalten 56–72 % Schichtsilikate, 22–24 % Quarz und 2–10 % Feldspäte. Durch die allgemeine Entkalkung in diesem Gebiet eignet sich die Lokalität bei Witzendorf nur sehr bedingt als Grenzstratotypus. Da es sich aber um den einzig bekannten Oberflächenaufschluss handelt, der die Grenze „Jüngerer Schlier“/Traisen-Formation enthält, wird er hier als Referenzprofil aufgeführt.

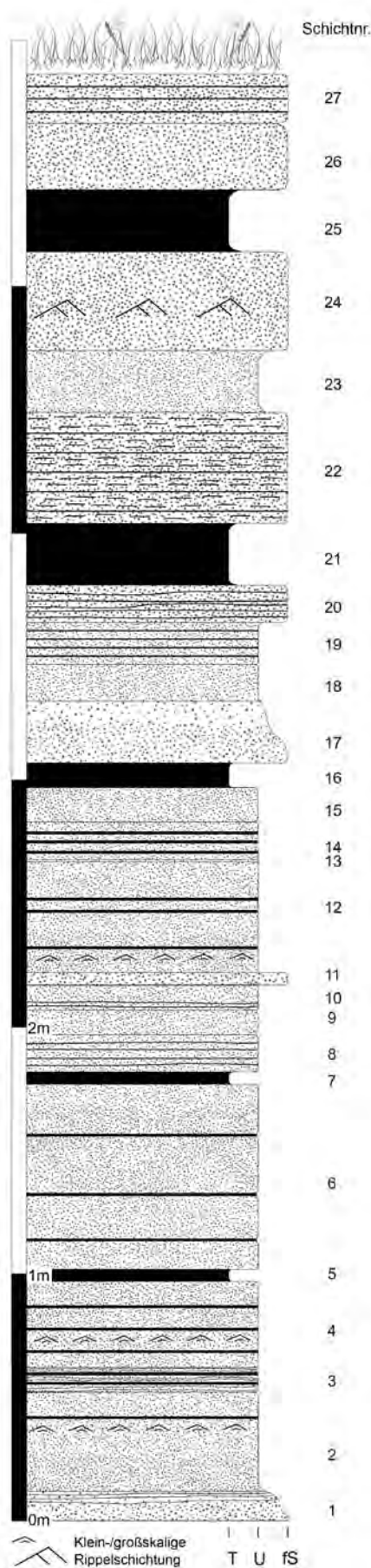
Sand(stein)-dominierte Fazies bei Grunddorf

Gelegentliche temporäre Aufschlüsse geben auch detailliert Auskunft über synsedimentäre Prozesse inner-

halb der Traisen-Formation. So zeigt die inzwischen nicht mehr zugängliche Baugrube bei Grunddorf (UTM-Koordinaten R 0560990, H 5346160; Abb. 1, 6) deutliche interne Rutschungsstrukturen (slumping) mit teilweiser Auflösung des ursprünglichen Schichtverbandes, der wiederum selbst erodiert, und von nur gering einfallenden ebenen Schichten überlagert wird (Abb. 6A, eine detaillierte Profilbeschreibung ist bei POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2009 zu finden). Diese Strukturen zeigen deutlich das Vorhandensein eines Paläoreliefs oder zumindest die für ein Abrutschen der nur teilverfestigten Sedimente nötige Hangneigung an. Wie im Typusprofil treten auch hier konglomeratische Lagen mit quarzitischen und kristallinen Geröllen auf (Abb. 6B). Die charakteristischen kugeligen Konkretionen aus den Sandsteinen der Traisen-Formation (Abb. 6C) sind begehrte Objekte bei der Gartengestaltung im Bereich des Vorkommens der Traisen-Formation geworden.

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
27	20	Tonstein/Sandstein	grau	eben laminiert	Wechselagerung, blättrig
26	27	Feinsandstein	beige	massig	
25	25	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig
24	40	Feinsandstein	beige	massig	mit Rippelschichtung (dm-Bereich)
23	25	Silt	grau	eben laminiert	mehrere Schichten (3–5 cm) mit Tonbelag auf Schichtflächen
22	50	Feinsandstein	beige	eben laminiert	mit Tonschichten (cm)
21	25	Tonstein	grau	eben laminiert	mit Feinsandlagen (mm)
20	15	Siltstein	braun	eben laminiert	
19	17	Siltstein	beige	eben laminiert	mehrere Schichten (3–5 cm) mit Tonbelag auf Schichtflächen
18	15	Siltstein	beige	massig	
17	25	Feinsandstein bis Siltstein	beige	gradiert (fining upward)	Siltstein blättrig (5 cm)
16	10	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig
15	14	Siltstein	beige	massig	
14	13	Tonstein/Siltstein	beige	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich
13	1	Siltstein	grau	eben laminiert	inkohlte Pflanzenreste
12	45	Siltstein	grau	eben laminiert	mehrere Schichten (5–15 cm) mit Tonschichten (mm), basal mit Rippelschichtung oder Entwässerungsstrukturen
11	5	Feinsandstein	braun	massig	glimmerreich
10	10	Siltstein	beige	massig	basale 3 cm mit eben laminiertes Tonschicht (1 mm)
9	10	Siltstein	beige	eben laminiert	mit einzelner Tonschicht (1 cm)
8	15	Siltstein	beige	massig	basale 3 cm mit eben laminierten Tonschichten (mm)
7	5	Tonstein	grau	eben laminiert	blättrig, mit Siltsteinschicht (1 cm)
6	75	Siltstein	grau	eben laminiert	mit mm–cm Tonschichten
5	5	Tonstein/Siltstein	beige	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich
4	35	Siltstein	beige	eben laminiert	mehrere Schichten (5–20 cm), durch Tonschichten getrennt (1 cm), vereinzelt Rippelschichtung
3	10	Tonstein/Siltstein	grau	eben laminiert	Wechselagerung im cm-Bereich, blättrig
2	40	Siltstein	grau	massig	mehrere Schichten (3–5 cm) mit einzelner Tonschicht (1 cm), selten Rippeln und inkohlte Pflanzenreste
1	12	Feinsandstein bis Siltstein	beige	gradiert (fining upward)	

Tab. 2. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Referenzprofils der überwiegend tonig-siltigen Fazies der Traisen-Formation bei Rassing.



Ton/Siltstein-dominierte Fazies bei Rassing

Am südlichen Ortsausgang von Rassing ist östlich der Straße nach Rapoltendorf ein knapp 6 m mächtiges Profil der Traisen-Formation in überwiegend siltig-toniger Fazies aufgeschlossen (UTM-Koordinaten R 0556835, H 5343886). Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 2 zu entnehmen. Hangende und liegende Einheiten sind nicht aufgeschlossen. Abbildung 7 zeigt deutlich die stark überwiegend eben laminierten, zum Teil blättrigen Ton- und Siltsteine. Wenige Bereiche im oberen und unteren Teil des Profils zeigen Rippelschichtung, zwei Schichten im unteren und mittleren Bereich weisen eine normal gradierte Textur auf (Kornverfeinerung). Alle Sedimentstrukturen weisen auf die relativ geringe Wasserenergie, etwa im Vergleich zum Typusprofil, hin. Möglicherweise handelt es sich um Zwischenrinnenbereiche oberhalb der Sturmwellenbasis (Deltahang, Prodeltabereich). Auch hier sind die Sedimente entkalkt. Makrofossilien wurden nicht gefunden, jedoch treten in einem sehr viel kleineren Aufschluss in geringer Entfernung in einer grobklastischen Bank Mollusken auf (MANDIĆ & ĆORIĆ, 2007, siehe unten).

Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten

Die Grenze zwischen dem liegenden „Jüngeren Schlier“ (*Robulus*-Schlier, unteres Ottnangium, WESSELY et al., 2006) und der Traisen-Formation ist bzw. war nur an der oben genannten Stelle bei Witzendorf aufgeschlossen. Während hier die Grenze als Winkeldiskordanz entwickelt ist, beschreibt VETTERS (1924) den Übergang als „ganz allmählich“ mit „mächtigen Einschaltungen typischer Schliermergel“. Diese aus unserer Sicht unzutreffende Beschreibung dürfte aufgrund der schon damals unzureichenden Aufschlussverhältnisse zustande gekommen sein.

In den meisten Gebieten südlich der Donau bildet die Traisen-Formation die jüngsten neogenen Ablagerungen. Nur im Bereich der „Kremser Bucht“ erfolgte nach einer Diskordanz die Sedimentation des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats im unteren Badenium (GRILL, 1957; WESSELY et al., 2006). Schwierig ist die Abgrenzung von pleistozänem Löss, da sich insbesondere die verwitterten Feinsande der Traisen-Formation kaum von solifluidal überprägtem Lösslehm unterscheiden lassen. Nördlich des Wagram setzen sich laut WESSELY et al. (2006) die Ablagerungen im Untergrund fort und werden hier von der Laa-Formation (marine, gebankte Tonmergel mit Sandsteineinschaltungen, Karpatium) überlagert.

Bio- und Chronostratigraphie

Die Traisen-Formation ist weitgehend frei von kalkigen Fossilien, auch Mikro- und Nannofossilien. Nur an wenigen Lokalitäten wurden Molluskenreste gefunden. Die Fossilien sind, falls überhaupt vorhanden, in grobsandigen oder konglomeratischen Lagen zu finden, so auch im beschriebenen Typusprofil. Neben den wenigen Molluskenresten wurden noch Fischreste und vor allem Pflanzenhäcksel gefunden.

BITTNER (1896) beschreibt *Cardien*, *Congerien* und *Melanopsis* aus dem Typusgebiet von St. Pölten und schon ČZUŽEK (1853) führt meist zerstörte Reste von *Melanopsis martyni* und *Venus gregaria* aus dem Steilhang am Prater an. Die bei Rassing (ÖK56 St. Pölten) gefundenen Mollusken (MANDIĆ & ĆORIĆ, 2007) bestätigen die Einstufung der Traisen-Formation ins obere Ottnangium. Folgende Arten wurden bestimmt: *Limnopageta moravica* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* cf. *bavarica* (AMMON, 1888), *Limnopageta* aff. *ammoni* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* cf. *ammoni* (RZEHAČ, 1893), *Rzehakia partschi* (GÜMBEL, 1859), *Rzehakia socialis* (RZEHAČ, 1882), *Mytilopsis subclaviformis* (RZEHAČ, 1893), *Mytilopsis* cf. *amygdaloides* (DUNKER, 1848), *Mytilopsis nucleolus* (RZEHAČ, 1883), *Melanopsis impressa* KRAUSS, 1852.

Aufgrund ähnlicher Molluskenassoziationen wurden (und werden) die Sedimente der Traisen-Formation mit den *Oncophora*-Schichten des westlichen Oberösterreichs und Niederbayerns verglichen und ins obere Ottnangium gestellt (SCHNABEL et al., 2002). Die chronostratigraphische Einstufung der Traisen-Formation erfolgt also aufgrund extrem seltener, aber äquivalenter Molluskenassoziationen in benachbarten Sedimentationsräumen in Oberösterreich und Bayern, sowie der Abgrenzung von genauer datierbaren Schichten im Liegenden und Hangenden. Nach GRADSTEIN et al. (2012) beinhaltet das gesamte Ottnangium den Zeitraum von 17,3 bis 18,2 Ma. Die Ablagerung der Traisen-Forma-

Abb. 7. Überwiegend tonig-siltige Fazies der Traisen-Formation. Referenzprofil bei Rassing.

tion erfolgte daher im jüngeren Anteil dieses Zeitfensters (oberes Otnangium). Geochronologisches Alter: Frühes Miozän (spätes Burdigalium).

Bemerkungen

Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ der Roseldorf-Zone sind der Traisen-Formation lithologisch ähnlich, enthalten aber limonitische Konkretionen. Sie können mit den in den zahlreichen Erdölbohrungen der OMV-AG im nördlichen Weinviertel angetroffenen Sedimenten korreliert werden, die von ANIWANDTER et al. (1990) und HAMILTON (1997) ebenfalls als *Oncophora*-Schichten bezeichnet werden. Ohne eine umfassende Neubearbeitung ist aber eine direkte Parallelisierung der „Eisenschüssigen Sande und Tone“ mit der Traisen-Formation nicht möglich, eine zukünftige Zuordnung zur Traisen-Formation kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Die sogenannten *Oncophora*-Schichten des nördlichen Weinviertels werden im Gegensatz zur Traisen-Formation jedoch als vollmarine, turbiditische Ablagerungen interpretiert (Wechsellaagerung von Feinsandsteinen und laminierten Tonsteinen mit „graded“ und „convolute bedding“, unvollständige Bouma-Zyklen, Vorkommen hochmariner Faunenelemente, HAMILTON, 1997). Ihre Gesteine sind teilweise Gasführend (BRIX et al., 1977). Dieser marinen Tiefwasserinterpretation steht das Konzept des „Rzehakia-Lake System“ von HARZAUSER & MANDIC (2008) entgegen. Dieses Konzept geht von drei isolierten Seen in der bayerischen Molasse und der karpatischen Vortiefe aus. Hierin werden die niederösterreichischen Ablagerungen der Traisen-Formation mit denen aus Mähren zu einem See vereint. Diese paläogeographische Verbreitung der Seesedimente wurde in sehr ähnlicher Form schon von PAPP et al. (1973) publiziert.

Generell wird ein brackisches (oligohalines) bis ausgesüßtes Milieu für den Ablagerungsraum der Traisen-Formation und alle anderen zeitgleich in der westlichen und zentrale Paratethys abgelagerten Schichten angenommen, welches durch die gefundenen Mollusken bestätigt wird (PAPP et al., 1973).

Dietersdorf-Formation

Conglomerate des Tullner Beckens, teilweise (HAUER, 1858).

Sotzka-Conglomerat, teilweise (STUR, 1892, 1894; PAUL & BITTNER, 1894).

Buchbergconglomerat des Eichbergzuges (ABEL, 1903).

Konglomerat vom Eichberg und Einsiedelberg (VETTERS, 1924).

Eichberg-Konglomerat (GÖTZINGER et al., 1954; KUEHN et al., 1962; FUCHS & GRILL, 1984; SCHNABEL et al., 2002; PILLER et al., 2004; WESSELY et al., 2006; GEBHARDT et al., 2008; GEBHARDT, 2011a, b).

Name

Die Benennung der Dietersdorf-Formation erfolgte nach dem westlich von Sieghartskirchen gelegenen Dietersdorf am Eichberg. Weil die Bezeichnung Eichberg in Österreich sehr häufig ist (61 Nennungen in BEV, 2012) und zudem in Süddeutschland bereits eine Eichberg-Formation definiert ist (Verwechslungsgefahr), wurde bei der Benennung dem Begriff Dietersdorf-Formation der Vorzug gegeben.



Abb. 8. Aufschlussituation der Typlokalität für die Eichberg-Formation (Luftbild von Google Maps) südwestlich von Dietersdorf. A: Typusprofil (NO). B: Referenzprofil (W). C: nördliche Steinbruchwand (siehe Abb. 6A).

Beschreibung

Die charakteristische Ausbildung der Dietersdorf-Formation ist durch grobe Korngrößen, d.h. Grobsand, Konglomerate, Steine und Blöcke, z.T. mit Einzelkomponenten > 1 m Durchmesser, gekennzeichnet. Stark untergeordnet kommen auch Feinklastika (Fein-, Mittelsandsteine bis Pelite) vor. In der Landschaft treten die Gesteine der Dietersdorf-Formation meistens als Härtlinge hervor und bilden deutliche morphologische Rücken, welche die einzelnen Konglomeratpakete repräsentieren. An der Geländeoberfläche sind dann meist herausgewitterte Einzelkomponenten (Gerölle) von mehreren cm bis wenigen dm Durchmesser zu finden. Im Aufschluss nehmen die ursprünglich grauen Sandsteine und Konglomerate durch Verwitterungsprozesse (Oxidation) gelbliche Farbtöne an. Die Mächtigkeiten schwanken stark. Je nach paläogeographischer Position im Ablagerungssystem der Pixendorf-Gruppe reichen sie von wenigen Metern bis zu errechneten 380 m am Eichberg, wo die größte Ausbissbreite kartiert wurde. Die an der Typlokalität am Eichberg gut aufgeschlossenen Faziestypen werden in der Folge stellvertretend für das gesamte Verbreitungsgebiet der Dietersdorf-Formation beschrieben.

1. **Grobkonglomerate** mit Steinen und Blöcken mit Komponentengrößen bis ca. 50 cm, in Einzelfällen auch größer. Die fein- bis grobsandige oder kiesige Matrix ist häufig kieselig zementiert. Die Komponenten sind kantengerundet bis gerundet. An Komponenten wurden gefunden: Flyschsandstein (stark dominierend), kalkalpine Gesteine (insbesondere bunte Jurakalke, Dolomite, dunkle Mikritkalke) und pelitische Intraklasten. Quarz- und Kristallinkomponenten wurden am Eichberg nicht beobachtet, können

jedoch in anderen Vorkommen in geringen Mengen vorhanden sein. Das Gefüge ist massig, größtenteils komponentengestützt, meist ohne erkennbare Gradierung, verein-

zelt ist inverse Gradierung zu erkennen, teilweise besteht eine diffuse horizontale Schichtung. Vereinzelt Entwässerungsstrukturen (water escape pipes) vervollständigen die

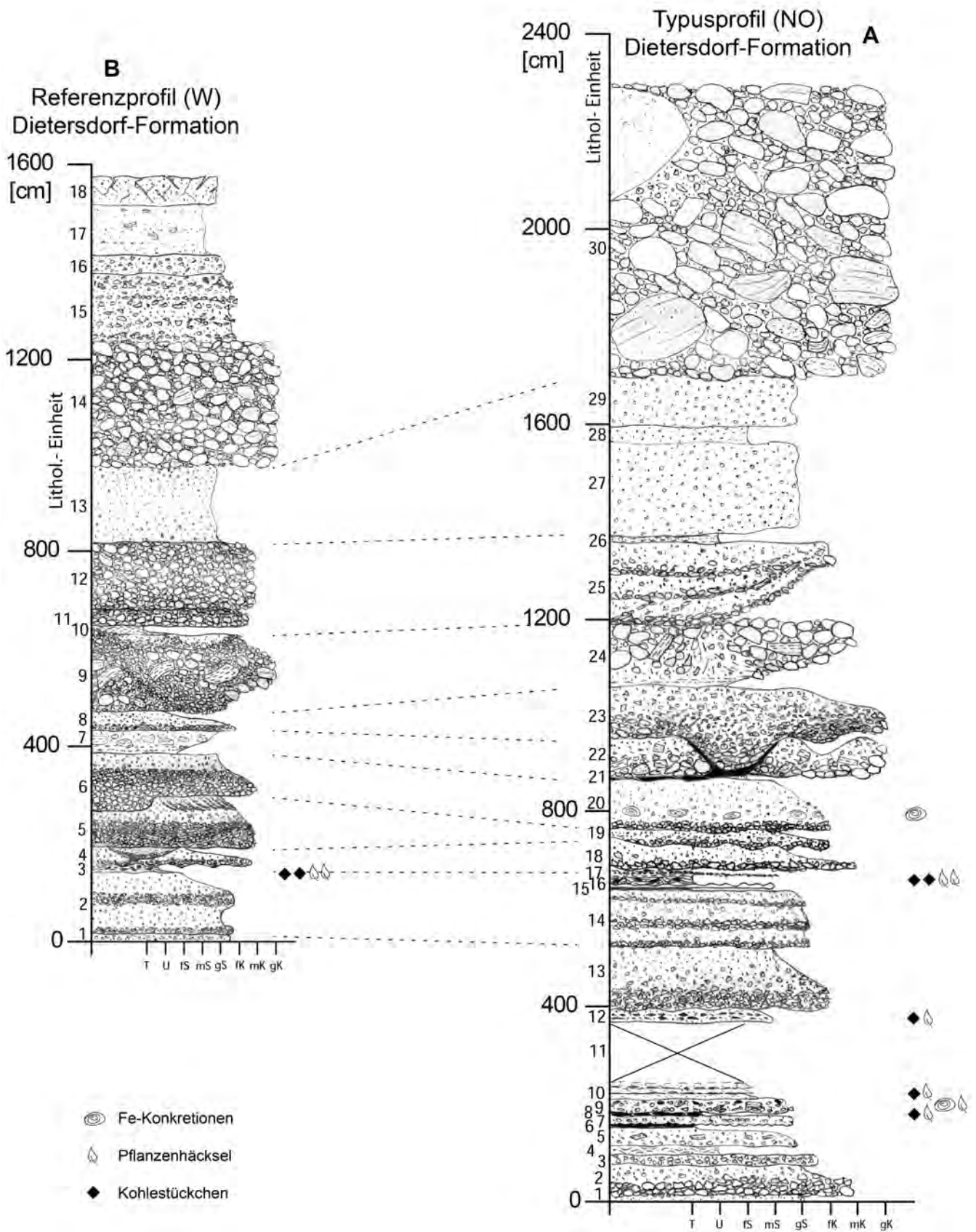


Abb. 9. Typusprofil und Referenzprofil der Dietersdorf-Formation mit lithologischer Abfolge. A: Typusprofil (NO). B: Referenzprofil (W).

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale
1	10	Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
2	60	brekziöser Grobsandstein bis Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
3	30	brekziöser Grobsandstein bis Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd
4	10	Siltstein, feinsandig	schwarz-grau	unruhig laminiert	
5	40	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, gröber im unteren und mittleren Teil, mit Pelitklasten im oberen Teil
6	3	Pelit	dunkelgrau bis schwarz	massig	wellige Oberseite
7	25	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, Kies führend
8	0–2	kohlige Pflanzenhechsel	grau		
9	30	Mittel- bis Grobsandstein, tw. brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Pelitklasten, umgelagerte Eisenkonkretionen und Pflanzenhechsel im oberen Teil
10	30	Siltstein, feinsandig und Mittelsandstein	grau	eben geschichtet	Wechselagerung, mit kohligen Pflanzenhechsellagen
11	130	nicht aufgeschlossen	/	/	/
12	20	Fein- bis Mittelsandstein	grau	eben geschichtet	gelblich verwitternd, mit 4 kohligen Pflanzenhechsellagen mit je ca. 0,5 cm Dicke
13	130	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
14	120	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, 3 Zyklen
15	1–2	Pelit	grau	massig	
16	5–10	Mittelsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd, wellige Oberseite
17	24–32	Pelit	grau	laminiert	untere Hälfte konvolut mit Kohle (bis 20 cm) und Pflanzenhechseln, obere Hälfte eben laminiert mit 3 Sandsteinbändern und Kohlestückchen
18	50	Mittelsandstein bis Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd
19	10–30	Mittelsand bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, erosive Basis
20	100	Mittelsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, mit Eisenkonkretionen
21	1–5	Pelit, siltig, feinsandig	dunkelgrau	massig	teilweise in Schicht 22 eingequetscht oder vollständig ausgequetscht
22	80	Grobsandstein bis brekziöses Grobkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Pelitklasten bis 20 cm im unteren Teil, Schicht wird tw. von lokalen Erosionsrinnen unterbrochen
23	35–100	Grobsandstein bis Grobkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Feinkonglomerat brekziös, mit tw. sehr steiler erosiver Basis (formt Erosionsrinne)
24	60–140	Konglomerat	grau	tw. ungekehrt gradiert (coarsening upward)	gelblich verwitternd, weitgehend komponentengestützt, matrixreich, Entwässerungsstrukturen, Basis lokal pelitisch bis feinsandig, Komponenten sehr schlecht sortiert (Flysch bis 50 cm, kalkalpin, Pelitklasten bis 50 cm, frei von Quarzkieseln)
25	30–160	Mittelsandstein bis Feinkonglomerat	grau	tw. gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, nach SW in 3 Schichten aufspaltend, im NO mit Pelitklasten bis 40 cm und Geröllen bis 5 cm
26	12	Pelit, Sand	grau	eben geschichtet	Wechselagerung, Schichtdicken variabel
27	100–200	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
28	20–30	Feinsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
29	100	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd
30	200–600	Grobkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Komponenten häufig größer als 50 cm, kantengerundet bis mäßig gerundet, selten gut gerundet

Tab. 3.
Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Typusprofils (Profil N0) der Dietersdorf-Formation.



Abb. 10.
 A: Nördlich Steinbruchwand (Gesamtübersicht), Nummerierung der Schichten entsprechend dem Typusprofil (NO, Abb. 7A). B: Details prägnanter Schichtglieder im Referenzprofil (W), Nummerierung der Schichten wie in Tabelle 3 und entsprechend dem Typusprofil in Klammern. Fotos: Reinhard Roetzel.

Liste der Sedimentstrukturen. Die Sedimentkörper weisen stark schwankende Mächtigkeiten auf, keilen teilweise auf wenige Meter Distanz aus und können somit als Rinnenfüllungen interpretiert werden.

2. Mittelsandstein bis Mittelkonglomerat. Feinkonglomerate treten am häufigsten auf und sind meist brekziös (größtenteils eckige Komponenten) ausgebildet. An Komponenten kommen Quarz und Gesteinsbruchstücke vor. Sedimentstrukturen bestehen im Regelfall aus normaler Gradierung, vereinzelt tritt trogförmige Schrägschichtung mit grobkörnigen „bottomsets“ auf, Erosionsrinnen (cut-and-fill structures) sind häufig und vereinzelt Rippel (wellige Schichtoberseiten) komplettieren das Spektrum. Einige Schichten führen limonitische Konkretionen. Die

Mächtigkeiten der einzelnen, rinnenförmigen Sedimentkörper schwankt stark, oftmals keilen sie auf wenige Meter Distanz aus.

3. Feinkörnige Anteile. Ton, Schluff und Feinsand treten nur sehr untergeordnet und geringmächtig (mit wenigen Zentimeter Mächtigkeit) auf. Diese Schichten enthalten Pflanzenhäcksel und inkohlte Holzreste bis mehrere dm Größe. An Sedimentstrukturen wurde ebene Lamination, teilweise auch massiges Gefüge (durch Bioturbation?) und Belastungsspuren (flame structures, mud injections) beobachtet.

Die Dietersdorf-Formation ist großräumig in dem der „autochthonen Molasse“ zugerechneten Gebiet südlich des Tullner Felds verbreitet. Dieses Gebiet reicht von östlich

Schicht	Mächtigkeit (cm)	Gestein	Farbe	Textur	weitere Merkmale	Entsprechende Schicht im Typus-Profil
1	> 20	Grobsand bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd	13
2	120	Feinsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	horizontal geschichtet	gelblich verwitternd, wellige Unterseite, Pelitklasten an Basis, zwei grob-fein Wechsel ohne deutliche Fugen	14
3	3–20	Pelit, feinsandig	grau	laminiert	mit Kohlestücken und Pflanzenhechseln, wellige Oberseite durch Belastungsmarken	17
4	0–35	Mittelsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat, Mittelsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Rinnenfüllung ca. 3 m lateral, Belastungswülste an Basis, darin eingeschnittene weitere (feinkörnigere) Rinnenfüllung (0–10 cm)	18
5	90	Grobsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, Pelitklasten an Basis, Schrägschichtungsblätter mit Mittelbrekzienkomponenten im oberen Teil	19
6	80–100	Grobsandstein bis brekziöses Mittelkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, bis zu 20 cm in Schicht 5 eingeschnitten	20
7	0–45	Mittel- bis Grobsandstein, Pelitklasten	grau	massig, Basis geschichtet	gelblich verwitternd	22
8	0–40	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, wellige Oberseite	23
9	40–160	Grobsandstein bis Grobkonglomerat	grau	tw. gradiert (fining upward)	gelblich verwitternd, komponentengestütztes Konglomerat and Basis, Pelitklasten im mittleren Bereich	24
10	5–20	Pelit	grau	laminiert	Basis feinsandig	
11	30	Fein- bis Mittelkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd, Pelitklasten im oberen Bereich	
12	140	Mittelkonglomerat	grau	massig	komponentengestütztes Gefüge	25
13	160	Mittel- bis Grobsandstein	grau	massig	gelblich verwitternd	27–29
14	140–250	Grobkonglomerat	grau	massig	Komponentendurchmesser fast ausschließlich 5–20 cm	30
15	140	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	horizontal geschichtet	mehrere grob-fein Wechsel ohne deutliche Fugen, brekziöse Feinkonglomerate mit Pelitklasten	
16	40	Grobsandstein bis brekziöses Feinkonglomerat	grau	massig	gelblich verwitternd	
17	100	Mittel- Grobsandstein	grau	horizontal geschichtet	gelblich verwitternd, gering verhärtet	
18	60	Mittel- Grobsandstein	grau	massig	stark verhärtet und zerklüftet	

Tab. 4. Verzeichnis und Beschreibung der einzelnen Schichten des Referenzprofils (Profil W) von der Typlokalität der Dietersdorf-Formation.

von Würmla im Westen bis südlich von Judenau im Osten (ca. 12 x 3 km, W–E x N–S). Die Gesteine sind eng mit der Traisen-Formation verzahnt, reichen aber nicht so weit nach Westen wie diese.

Grobkonglomerate und Steine (Faziestyp 1) werden als subaquatische Schuttströme (debris flows) interpretiert, die Sandsteine und Feinkonglomerate (Faziestyp 2) als Bodenfracht (bed load) und die feinkörnigen Anteile (Faziestyp 3) als Boden- und Suspensionsfracht. Möglicherweise ist die in vielen Sedimentpaketen beobachtete normale Gradierung auf grobkörnigere „bottomsets“ zurückzuführen, die aber im Aufschluss wegen des Fehlens klar erkennbarer Schrägschichtungsstrukturen nicht mehr als solche zu identifizieren sind. Genetisch wurde die Dietersdorf-Formation „als Schwemmkegel aus dem südlich benachbarten Flysch in die Flachsee der *Oncophora*-Sande (= Traisen-Formation)“ interpretiert (GÖTZINGER et al., 1954), als Deltafächer bei WESSELY et al. (2006) bzw. als „fan-delta“ bei SCHNABEL et al. (2002) und GEBHARDT et al. (2008).

Obwohl direkte Anzeichen für eine Sedimentation unter Wasserbedeckung am Eichberg fehlen (z.B. Körperfossilien, charakteristische Bioturbation), spricht das Vorherrschen von normaler Gradierung bei gleichzeitiger Anwesenheit inverser und komplexer Gradierungsmuster für eine Ablagerung unter weitgehend subaquatischen Bedingungen (NEMEC & STEEL, 1988 in READING & COLLINSON, 1996). Auch sind Auftauchanzeiger, wie Wurzelhorizonte oder Paläoböden, in Sedimenten der Dietersdorf-Formation bisher nicht gefunden worden. Die an synsedimentärer Erosion reiche Abfolge am Eichberg entspricht weitgehend der in einem „Gilbert-type fan delta“ (weitere Beispiele in READING & COLLINSON, 1996) mit geringen subaerischen Anteilen und vorherrschend subaquatischer, wegen der fehlenden Indikatoren wahrscheinlich nicht-marinen (möglicherweise brackischen) Sedimentation.

Die Kornverfeinerungszyklen der Sandsteine und brekziösen Feinkonglomerate am Eichberg stellen „channel fill“-Sequenzen dar, die von laufenden Verlagerungen der Rinnensysteme zeugen. Der Kornvergrößerungstrend der Gesamtfolge dürfte hingegen durch den sukzessiven Vorbau (zunehmend proximalere Fazies) des „fan-deltas“ entstanden sein. Auch könnte das Liefergebiet des Alpenkörpers durch die anhaltende Überschiebungstektonik sukzessive näher gerückt sein, zumindest deutlich näher als im Eggenburgium und wahrscheinlich auch näher als im unteren Ottnangium.

Profile

Im gesamten Verbreitungsgebiet der Dietersdorf-Formation sind keine permanent aufgeschlossenen Profile bekannt, in denen die Übergänge zu den unter- oder überlagernden Formationen bzw. Schichten aufgeschlossen sind (siehe auch Pixendorf-Gruppe). Am Eichberg bzw. bei Dietersdorf sind die Lagerungsverhältnisse im Liegenden gestört (Schuppengrenze), das Hangende ist durch die Talfüllung der Tulln verdeckt. Es werden hier jedoch die bei weitem größten Mächtigkeiten erreicht. Auch die hier günstige Aufschlussituation und die große Faziesvariabilität waren ausschlaggebend für die Wahl des Typusprofils. In vielen kleineren Aufschlüssen sind jedoch Übergänge zur zeitgleich abgelagerten Traisen-Formation zugänglich (Verlagerung der Rinnensysteme), insbesondere am Mitterberg.

Typusgebiet: Österreichische Karte 1:50.000, Blatt 39 Tulln, südlicher Teil, Südosthang des Eichbergs, am südlichen Ortsende von Dietersdorf (Abb. 8).

Typusprofil: UTM-Koordinaten R 0571364, H 5345538, ehemaliger Steinbruch, nordöstliche Steinbruchwand (GEBHARDT et al., 2008), Abb. 9A.

Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 3 zu entnehmen. Unmittelbar an das Typusprofil grenzende Hangend- und Liegendschichten, die ebenfalls zur Dietersdorf-Formation gehören dürften, sind von pleistozänem Lehm, Sand und Verwitterungsschutt der Dietersdorf-Formation (meist Gerölle) verdeckt. Insgesamt sind in Typus- und Referenzprofil Kornvergrößerungstendenzen gegen hangend zu erkennen, die sich aus untergeordneten Kornverfeinerungszyklen entwickeln. In den Aufschlüssen sind keine auffallenden Störungen mit größeren Versätzen zu erkennen. Kluffflächen sind deutlich sichtbar.

Referenzprofil

In Ermangelung weiterer repräsentativer und permanenter Aufschlüsse im Verbreitungsgebiet und zur Darstellung der Faziesvariabilität wurde die westliche Steinbruchwand im selben Steinbruch als Referenzprofil ausgewählt (Abb. 9B). Eine detaillierte Aufschlussbeschreibung ist Tabelle 4 zu entnehmen. Das Referenzprofil befindet sich nur ca. 50 m westlich des Typusprofils, zeigt aber bereits erhebliche Faziesunterschiede. Trotz des Auskeilens einzelner Bänke lassen sich viele Schichten noch gut korrelieren. Abbildung 10 zeigt Sedimentstrukturen im Detail und den Bereich zwischen beiden Profilen (d.h. die nördliche Steinbruchwand). Mächtigkeitsänderungen und Auskeilen der Schichten sind deutlich zu erkennen.

Abgrenzung gegenüber benachbarten lithostratigraphischen Einheiten

Da die Sedimente der Dietersdorf-Formation entweder durch Störungen (teilweise Überschiebungen) begrenzt sind, oder sich mit der Traisen-Formation als zeitgleich abgelagertes, laterales Faziesäquivalent abwechseln, gelten die gleichen Verbreitungsgrenzen wie für die Traisen-Formation (siehe oben). Als Abgrenzungskriterium gegenüber der Traisen-Formation bei der flächigen Kartierung wird das Vorliegen von Grobkonglomerat-Paketen definiert, die im Gelände meist morphologisch hervortreten und in Verbindung mit ihren grobklastischen Begleitsedimenten eine Ausbissbreite von mindestens 10 m aufweisen.

Bio- und Chronostratigraphie

Da sämtliche Schichten im Steinbruch am Eichberg kalkfrei sind, wurden bisher auch keine kalkigen Makro-, Mikro- oder Nannofossilien gefunden. Eine Probe aus der Pflanzenreste führenden Schicht 17 des Typusprofils (Abb. 9A) enthielt sehr stark fragmentierte Angiospermen- und eventuell auch Gymnospermenreste, die aber so schlecht erhalten sind, dass Bestimmungen nicht möglich sind (Barbara MELLER, mündl. Mitt.). Außerdem war ein kleines Holzkohlenfragment vorhanden, das möglicherweise auf Waldbrände im Hinterland hindeutet. Aus dem sich durch die Kartierung ergebenden Verband (Verzahnung; GÖTZINGER, 1954; SCHNABEL et al., 2002; GEBHARDT, 2011a, b) mit der ebenfalls von kalkigen Mikrofossilien freien Traisen-Formation kann analog zu den Vorkommen der *Oncophora*-Schichten in Oberösterreich (RUPP et al., 2011) und Bayern auf ein oberottnangisches Alter geschlossen werden. Die Dietersdorf-Formation kann also nur aufgrund der strati-

graphischen Position dem oberen Otnangium zugeordnet werden (SCHNABEL et al., 2002). Geochronologisches Alter: Frühes Miozän (spätes Burdigalium).

Bemerkungen

Konglomerate mit einer Dominanz von Sandsteinkomponenten sind am Eichberg und am nördlich davon gelegenen Einsiedelberg schon durch HAUER (1858) und STUR (1892, 1894) bekannt. ABEL (1903) hält jedoch die liegenden Sandsteine im Steinbruch am Eichberg für Greifensteiner Sandstein (eozäner Flysch) und die Konglomeratlagen im Hangenden für Buchberg-Konglomerat (Eggenburgium, GEBHARDT et al., 2008). GÖTZINGER et al. (1954) berichten über das Vorherrschen von Flyschgeröllern im „Eichberg-Konglomerat“, zählen neben kalkalpinen aber auch kristalline Gerölle als untergeordnete Komponenten auf, ebenso FUCHS & GRILL (1984) und SCHNABEL et al. (2002). Kristalline Komponenten konnten am Eichberg jedoch bei Begehungen und Profilaufnahmen in jüngster Zeit nicht gefunden werden. Das Alter wird von GÖTZINGER et al. (1954) bereits als jünger als Buchberg-Konglomerat erkannt.

Aufgrund des gemeinsamen Vorkommens von zeitgleich in tonig-siltiger Fazies abgelagerten Schichten der Trai-

sen-Formation kann es zu lokal bedeutenden Rutschungen kommen. Obwohl an der Typlokalität am Eichberg die Traisen-Formation gegenüber der Dietersdorf-Formation nur untergeordnet vorkommt, kam es im Frühjahr 1939 infolge von „Regengüssen“ und der künstlichen Verlegung der Tulln zu großräumigen Hangabrutschungen am Nordostrand des Eichberges (REIDL, 1941), die noch heute im Luftbild und bei Geländebegehungen zu erkennen sind.

Dank

Reinhard ROETZEL und Christian RUPP (GBA) sei herzlich gedankt für die Unterstützung bei der Profilaufnahme, der geologischen Kartierung und für wichtige Hinweise bei der Manuskripterstellung. Ilka WÜNSCHE (GBA) half bei den Profilzeichnungen. Parvin AKRAMI und Julia RABEDER (GBA) führten die Korngrößenanalysen für das Typusprofil der Traisen-Formation durch Hubert HINTEREGGER (St. Pölten) unterstützte uns tatkräftig bei der Profilaufnahme (Abseilhilfe) in Prater/St. Pölten. Barbara MELLER (Universität Wien) sei für die Durchsicht der Pflanzenfossilien gedankt.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 91–140, Wien.

ADAMEK, J. (2003): The Miocene of the Carpathian Foredeep in southern Moravia, geologic development and lithostratigraphic classification. – Zpravy o geologických vyzkumech v roce, **2002**, 9–11, Praha (tschechisch mit englischer Zusammenfassung).

ANIWANDTER, A., BIMKA, J. & ZYCH, D. (1990): Facies development of Miocene formations in the southwestern part of the Carpathian foredeep and its oil and gas prospects. – In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. – 186–197, Ústřední ústav geologický–Geol. B.-A., Praha.

BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2012): AMap Fly 5.0 – Österreichische Karte 1:50.000 (ÖK50).

BITTNER, A. (1896): Ueber das Auftreten von Oncophora-Schichten bei Sct. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. – Verh. Geol. R.-A., **1896**, 323–325, Wien.

BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **93**, 12–35, Hamburg.

ČZŽEK, J. (1853): Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 264–283, Wien.

FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

GEBHARDT, H. (2011a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 94–96, Wien.

GEBHARDT, H. (2011b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 39 Tulln. – Jb. Geol. B.-A., **151**, 96–99, Wien.

GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorlandmolasse am Ostende der Alpen. Exkursionsführer Pangeo 2008. – J. Alp. Geol., **49**, 137–154, Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 138 S., Geol. B.-A., Wien.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): The geological time scale 2012. – 1144 S., Amsterdam.

GRILL, R. (1957): Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 113–120, Wien.

HAMILTON, W. (1997): Die Oncophoraschichten im Bereich Altpreau – Wildendürnbach und ihre Entstehung. – ÖGG Exkursionsführer, **17** (Das Land um Laa an der Thaya), 97–98, Wien.

HARZHAUSER, M. & MANDIĆ, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **260**, 417–434, Amsterdam.

HAUER, F. (1858): Ueber die Eocengebilde im Erzherzogthume Oesterreich und in Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., **9**, 103–137, Wien.

KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwiss. Komm., Österr. Akad. d. Wiss., **14**, 225–254, Wien.

KUEHN, O., BACHMAYER, F., FLÜGEL, H., KAHLER, F., KIESLINGER, A., LICHTENBERGER, E., METZ, K., PAPP, A., PLÖCHINGER, B., THENIUS, E. & TOLLMANN, A. (1962): Autriche. – Lexique Strat. Int., Europe, **8**, 1–646, Paris.

MANDIĆ, O. & ČORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Otnangium von Rassing (NÖ) – taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeografische Auswertung. – Jb. Geol. B.-A., **147**, 387–397, Wien.

PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (Red.) (1973): M2 Otnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der zentralen Paratethys, **3**, 1–841, Slovak. Akad. Wiss., Bratislava.

PAUL, C.M. & BITTNER, A. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Colonne XIV, XV, XVI, Zone 12, 13 der Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe von 1:75.000. – 59 S., Geol. R.-A., Wien.

- PICHA, F.J. & STRÁNÍK, Z. (1999): Late Cretaceous to early Miocene deposits of the Carpathian foreland basin in southern Moravia. – *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 475–495, Berlin.
- PICHA, F.J., STRÁNÍK, Z. & KREJČÍ, O. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland Czech Republic. – In: GOLANKA, J. & PICHA, F.J. (Eds.): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. – AAPG Memoir, **84**, 49–175, Tulsa.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., HUSEN, D. VAN, KRENMAYR, H.-G., KRYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – *Österr. Strat. Komm.*, 1 Bl., Österr. Akad. d. Wiss., Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ČORIĆ, S., EGGER, H., HASLINGER, E., HEINRICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen, Geodokumentation Großbauvorhaben – Niederösterreich, Projekt NC 63 / 2006–2008, Jahresendbericht 2008. – 139 S., Geol. B.-A., Wien.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. (1996): Clastic coasts. – In: READING, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 154–231, Oxford.
- REIDL, G. (1941): Der Erdbeben am Eichberg bei Dittersdorf (Kreis Tulln, Niederdonau). – *Ber. Reichsst. f. Bodenforsch.*, **1941/7–9**, 129–132, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen. – 255 S., Land Oberösterreich – Geol. B.-A., Wien.
- RZEHA, A. (1893): Die Fauna der Oncophora-Schichten Mährens. – *Verh. Naturforsch. Vereinigung Brünn*, **31**, 142–192, Brünn.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und Kurzerläuterung. – 47 S., Land Niederösterreich – Geol. B.-A., Wien.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forschungsinst. Senckenberg*, **209**, 1–19, Wien.
- STUR, D. (1892): Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien, Blatt I Tulln (Blatt 4656, 1:75.000). – Geol. R.-A., Wien.
- STUR, D. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. – 59 S., Geol. R.-A., Wien.
- VETTERS, H. (1924): Geologische Untersuchungen und Aufnahmen im Felde: Untersuchungen auf Kartenblatt Baden-Neulengbach (Z. 13, Kol. XIV). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1924**, 14–18, Wien.
- WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, TH., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.

Eingelangt: 29. Mai 2013, Angenommen: 12. Juni 2013

Zur Geologie des Raumes Hütteneckalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut, Österreich) mit kritischen Anmerkungen zur Sandlingalm-Formation

GERHARD W. MANDL*

10 Abbildungen, 8 Tafeln

*Nördliche Kalkalpen
Hallstätter Zone
Olistolithe
Oberjura
Sandlingalm-Formation
Radiolarit-Gruppe
Radiolarienzonen*

*Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 96 Bad Ischl*

Inhalt

Zusammenfassung	33
Abstract	34
Einleitung	34
Schichtfolge und Biostratigraphie	35
Gesteine der Trias und des Unterjura	35
Gesteine der Radiolarit-Gruppe	39
Olistolithe und Klastika	39
Radiolarienzonen und das zeitliche Einsetzen der Radiolarit-Gruppe	41
Zeitlicher Umfang der Radiolarit-Sedimentation	49
Gesteine des höheren Oberjura	49
Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen	50
Diskussion der Ergebnisse	52
Tafeln	56
Dank	72
Literatur	72

Zusammenfassung

Im dargestellten Raum liegen Gesteine der pelagischen Hallstätter Fazies in Form einer früh oberjurassisch Platz genommenen Großgleitmasse – der Goisern-Aussee-Decke – in kieseligen jurassischen Beckensedimenten über der tief abgesunkenen, triassischen Dachstein-Karbonatplattform. Dem nördlichen Deckenrand vorgelagert, finden sich davon losgelöste Schollen, die als bis zu Kilometer große Olistolithe und vereinzelt Brekzienkörper im Radiolarit einsedimentiert liegen. Dazwischen liegen aber auch Olistolithe, lange Brekzienzüge und turbiditische Resedimente aus Gesteinen des Dachstein-Faziesraumes (Dachsteinkalk und Kössen-Formation sowie jurassische Rot- und Graukalke/Mergel), die aus den nördlichen und östlichen Flanken des Radiolaritbeckens hergeleitet werden können.

Es wird eine Zusammenschau sowohl aus neuen, als auch bereits publizierten litho- und biostratigraphischen Daten präsentiert, welche die jeweilige Zuordnung der Olistolithe und Brekzienkörper zu einem dieser beiden Herkunftsgebiete belegen. Dabei wird erkennbar, dass Olistolithe und Brekzienkomponenten sich nicht entsprechend ihrer Herkunft auf jeweils nur eine Seite einer hypothetischen miozänen Seitenverschiebung beschränken lassen, welche zwei ursprünglich getrennte Radiolaritbecken (Tauglboden-Becken im Norden, Sandlingalm-Becken im Süden) in ihre heute benachbarte Lage gebracht haben soll. Die neuerdings als Sandlingalm-Formation definierte Sedimentfüllung des südlichen dieser beiden hypothetischen Becken soll sich ja durch Olistolithe und Klastika aus dem Hallstätter Faziesraum auszeichnen, die im nördlichen Becken fehlen sollen – GAWLICK et al. (2007, 2009). Die nun im aktualisierten Kartenbild erkennbare, räumlich stark „durchmischte“ Anordnung der Olistolithe aus beiden Herkunftsgebieten, bietet aber keinen Raum für eine trennende Seitenverschiebung und lässt nur eine Erklärung als Füllung eines einzigen Radiolaritbeckens zu.

Als weiteres Argument für die ursprüngliche Existenz zweier Radiolaritbecken wird in der Literatur der zeitlich unterschiedliche Beginn ihrer Radiolarit-Sedimentation angeführt. Eine aktualisierte Zusammenstellung der über Jahre hinweg mehrfach veränderten Radiolarien-Zonierung des kalkalpinen Mittel- und Oberjura wird vorgelegt. Eine darauf Bezug nehmende Revision der Alterseinstufung bisher publizierter Radiolarienassoziationen lässt keinen zeitlichen Unterschied in den Faunen aus dem basalen Radiolarit im Raum zwischen Fludergraben und Blaa-Alm erkennen.

Der Begriff „Sandlingalm-Formation“ sensu GAWLICK et al. (2007, 2009) verliert damit in der Typusregion seine Definitionsmerkmale und ist somit obsolet. Die betreffende kieselig-radiolaritische Abfolge mit Olistolithen und Brekzien kann der Strubberg-Formation zugeordnet werden.

* GERHARD W. MANDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.mandl@geologie.ac.at

Geology of the Area Hütteneckalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut, Austria) with Critical Remarks on the Sandlingalm Formation

Abstract

In the studied area a sequence of Permo-Triassic sedimentary rocks of the pelagic Hallstatt facies has been transported as a giant Jurassic sliding mass – the so called Goisern-Aussee-Nappe – into a Jurassic basin, situated above the drowned Triassic Dachstein carbonate platform. Several blocks up to kilometer scale became separated from the nappe front and are resting now as large olistolites accompanied by breccias within a cherty radiolaritic matrix of Late Jurassic age. Additional olistolites, breccias and turbidites originate from the basin margins and consist of Triassic Dachstein limestone and Kössen Formation, as well as Jurassic red and grey limestones and marls.

An overview on new as well as on published litho- and biostratigraphic data is presented to document the origin of most of the olistolites and breccias. Aims of this investigation is to test a recently published hypothesis on the existence of two originally separated radiolarite basins, which came into their recent neighbouring position by a Miocene strike slip fault. A northern "Tauglboden basin" should contain only olistolites and breccias from the Dachstein facies realm, while the southern "Sandlingalm basin" is thought to contain the olistolites and breccias from the Hallstatt facies realm – GAWLICK et al. (2007, 2009). As visible now in the actualized geological map, there is no geometrical possibility for a strike slip fault, separating the mixed olistolites and breccias in the above mentioned way. They must have been deposited all in the same radiolarite basin.

As a second argument for originally two basins a different age of the beginning of radiolarite sedimentation has been stated, based on radiolarian stratigraphy. Several changes in the radiolarian zonation for the Middle and Upper Jurassic of the Calcareous Alps have been made during about the last ten years. A summary of these changes is used for an evaluation of the published faunas. These revisions of age data doesn't give any hint for different ages of the basal radiolarites in the area between Fludergraben and Blaa-Alm.

The term "Sandlingalm Formation" sensu GAWLICK et al. (2007, 2009) is therefore losing its diagnostic features at the type region, it becomes invalid. The cherty-radiolaritic sequence with its polymict olistolites and breccias can be assigned to the Strubberg Formation.

Einleitung

Mit der geologischen Aufnahme des Kartenblattes ÖK 96 Bad Ischl, die im Wesentlichen in den 1970er Jahren erfolgt war, wurde auch die alte Streitfrage nach der Beziehung zwischen den Hallstätter Gesteinen und ihrem Rahmen aus Flachwasserkarbonaten (Wettersteinkalk/-dolomit, Dachsteinkalk) wieder virulent. SCHÄFFER (1976: Abb. 21, 22) stellte dazu sein Modell eines jurassischen Gleitschollenbaues vor, der die ursprüngliche, triaszeitliche Anordnung der Ablagerungsräume drastisch umgestaltet haben soll. Ein ähnliches Bild hatte kurz zuvor PLÖCHINGER (1974, 1976) für den Hallein-Berchtesgadener Raum entworfen. Gleitrichtung (Eingleiten großer Karbonatplattformareale nach Süden über Hallstätter Gesteine) und früher Zeitpunkt (Pliensbachium) des SCHÄFFER'schen Modells stießen allerdings auf Ablehnung, da sie u.a. mit der geologischen Situation in angrenzenden Gebieten unvereinbar waren. Das Phänomen Gleittektonik selbst fiel aber auf fruchtbaren Boden, da sich damit viele Beobachtungen endlich befriedigend erklären ließen. Mit einigen Modifikationen entwickelte sich daraus schließlich ein Modell jurassischer Gleittektonik, wie es TOLLMANN (1981, 1985, 1987) skizzierte. Die Gesteine des ursprünglich südlich der triassischen Seichtwasser-Plattform beheimateten Hallstätter Faziesraumes wurden samt ihrem permischen Evaporitsockel in Form von mehr oder minder großen (Gleit-)Decken und davon losgelösten Olistolithen nach Norden in die jurassischen Radiolaritbecken verfrachtet, die sich über den tief abgesunkenen Triasplattformen (und lokalen Intraplattform-Becken?) gebildet hatten. Die zeitliche Stellung der Kieselgesteine und damit auch das Alter der Gleitbewegungen stützte sich auf Ammonitenfunde aus dem Fludergraben bei Aussee, welche die unterlagernde Klaus-Formation in das oberste Callovium und damit den Radiolarit +/- in den basalen Oberjura (Oxfordium) einstufen konnten – vgl. MANDL (1982). Die geologische Kartendarstellung des Blattes Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) hatte dann diese Daten im Legendentext der Grünanger Schichten („Pliensbach-?Oxford“) wenn auch mit Vorbehalt berücksichtigt.

Mit einer Neubearbeitung der Lammerzone durch GAWLICK (1996) und dem folgenden Aufbau einer Radiolarienstratigraphie für den Jura im Mittelabschnitt der Nördlichen

Kalkalpen durch die Arbeitsgruppe um GAWLICK und SUZUKI wurde dieser Themenkreis erneut aufgerollt und so manches in Frage gestellt, so auch die „klassische“ kalkalpine Deckengliederung im Salzkammergut – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001, 2003); GAWLICK & FRISCH (2003). Der verbesserte Einblick in den stratigraphischen Umfang, insbesondere der kieseligen Gesteinsabfolgen, führte zur Abgrenzung verschiedener Jurabecken und zur Aufstellung neuer Formationsbegriffe – siehe z.B. GAWLICK et al. (1999, 2002, 2003, 2009).

Für den Nordrahmen der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee gaben nun kürzlich GAWLICK et al. (2007, 2010, 2012) eine Neudeutung der geologischen Verhältnisse, die sich wesentlich von den bisherigen Auffassungen unterscheidet, und die auch nicht so ohne Weiteres mit dem einzigen derzeit verfügbaren geologischen Kartenbild von Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) kompatibel ist. So sollten die kieseligen Gesteine nördlich von Raschberg und Sandling zwei unterschiedlichen Radiolaritbecken angehören und erst durch eine jüngere Seitenverschiebung (GAWLICK et al., 2007: Abb. 4) in ihre heutige benachbarte Lage gekommen sein.

Aus eigener Geländeanschauung waren ebenfalls schon längere Zeit etliche Mängel am SCHÄFFER'schen geologischen Kartenbild bekannt. Insbesondere die dort dargestellte stratigraphische Zuordnung der zahlreichen „Schollen“ triassischer bis unterjurassischer Gesteine im Radiolarit schien im Lichte der Neudeutung GAWLICKS überprüfenswert. Die jeweilige Herkunft dieser Olistolithe und Brekzien aus dem Dachstein- bzw. dem Hallstätter Faziesraum wurde ja unter anderem als kennzeichnend für die Zuordnung der umgebenden Kieselgesteine zur Tauglboden-Formation bzw. zu einer neu definierten Sandlingalm-Formation erachtet.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf einen aktualisierten Kartenausschnitt des Großraumes zwischen Hütteneckalm und Blaa-Alm (siehe Abb. 1 und 2), der zwar auf der Karte von SCHÄFFER (1982) aufbaut, in Teilbereichen aber Veränderungen entsprechend eigener Kartierungen aus den Jahren 1979, 1980 und 2009 aufweist. Dazu werden die verfügbaren biostratigraphischen Daten sowohl aus der Literatur, als auch aus eigenem Probenmaterial

zusammengeführt und im Hinblick auf die Berechtigung der Abgrenzung einer Sandlingalm-Formation diskutiert.

schen Gleittektonik dar, da hier in breiter Front die Trias- und Juragesteine des Totengebirge-Westrandes und die Gesteine der Hallstätter Schichtfolge aneinander grenzen und ihre Lagebeziehung zueinander studiert werden kann.

Schichtfolge und Biostratigraphie

Gesteine der Trias und des Unterjura

Der Nordrand des Raschberg-Sandling-Gebietes stellt eine der Schlüsselstellen für das Phänomen der jurassi-

Die **Hallstätter Schichtfolge** beinhaltet neben den überwiegend bunt gefärbten Hallstätter Kalken auch noch die permischen Evaporite, untertriassische Siliziklastika der Werfener Schichten und unter- bis mittelanischen Gu-tensteiner- und Steinalm-Kalk bzw. Dolomit. Zeitgleich zu

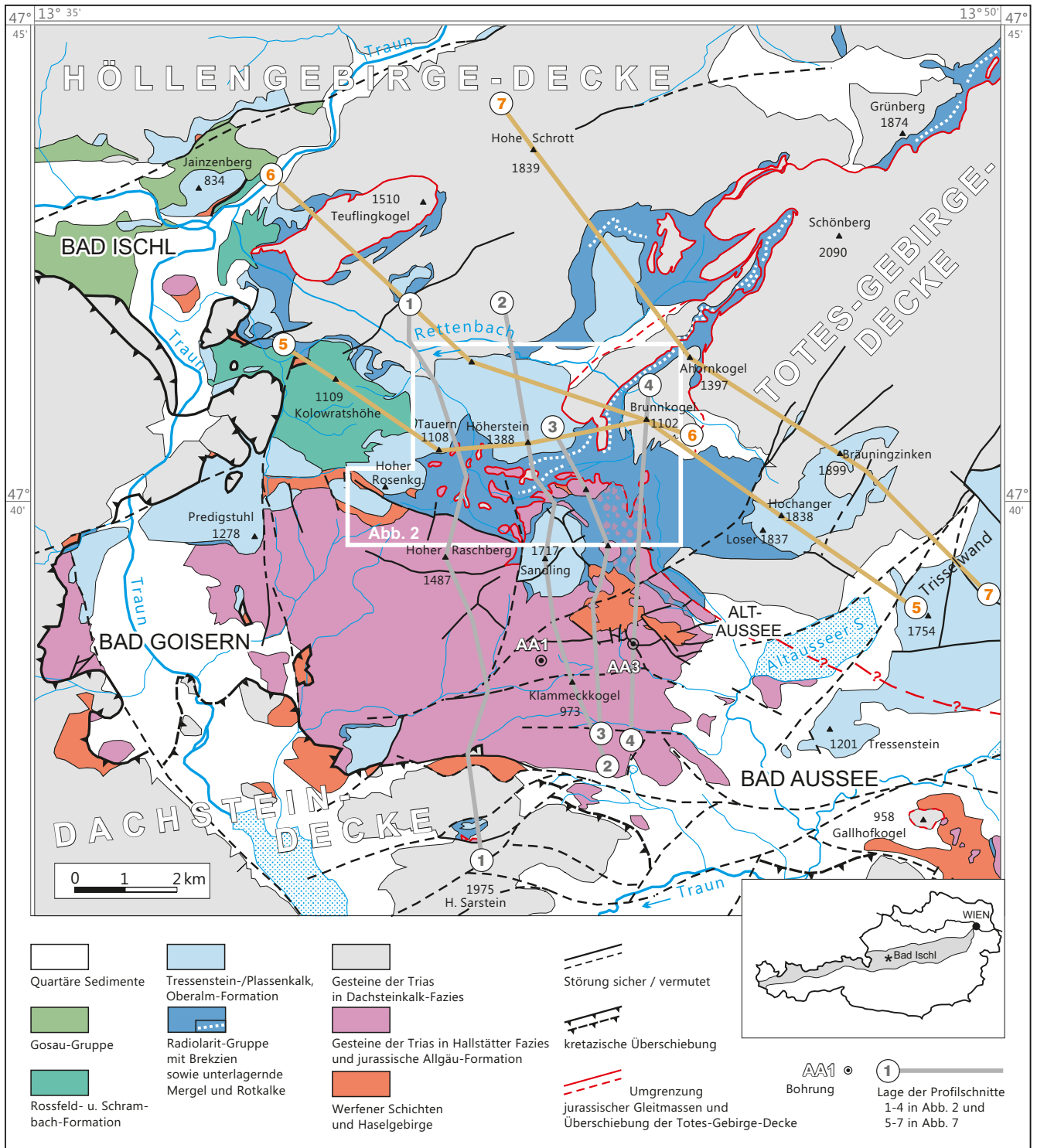


Abb. 1. Geologisch-tektonische Übersicht des Salzkammerguts zwischen Bad Ischl und Bad Aussee mit Lage der Detailkarte (Abb. 2) und der Profilschnitte in den Abbildungen 2 und 7.

Die Nummern und großteils auch die Farben der Schichtglieder entsprechen jenen in der Geologischen Karte Blatt 96-Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982). Die Bezeichnung der Schichtglieder wurde an die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) angepasst.

- Störung (sicher, vermutet)
 - Abschiebung (nur in der Karte)
 - Kretaizische Überschiebungsfäche, D=Dachstein-Decke (nur in den Profilschnitten)
 - Umgrenzung jurassischer Gleitmassen und basale jurassische Gleitfläche der Goisern-Aussee-Decke (GA)
 - Bohrung
 - Grubengebäude des Bergbaues Altaussee (schematisch) mit Zentralschacht
 - Erstollen (Durchstichpunkt in der Schnittebene)
 - Tiefenerstreckung des Haselgebirges durch Untertagebohrungen nachgewiesen
- Lage der gesamten Schnittlängungen siehe Abb. 1
- Kriokstelle im Schnittverlauf

	Quartär
	Schwemmflächen
	Vernässung
	Hochmoor
	Hangschutt
	Erosionskante
	Blockwerk, Felssturz
	Grundmoräne (Würm-Hochglazial)
	Jura
	Tressensteinkalk und Plassenkalk des Sandling
	Oberalm-Formation
	Radiolarit-Gruppe mit Brekzien aus der Dachstein- bzw. Hallstätter-Fazies
	„Algau-Formation“ (mergelig)
	Rotkalk (Hierlitzkalk, Adnet-, Klaus-Formation)
	Trias
	in Dachsteinfazies
	Dachsteinkalk
	Kössen-Formation
	Dachsteinkalk dolomitisiert („Plattenkalk“)
	Hauptdolomit
	Nordalpine Raibler Schichten
	Wettersteindolomit (inkl. basaler Gutenstein-Formation)
	Werfener Schichten
	in Hallstätter Fazies
	Ziambach Schichten
	„Pedataschichten“
	Pölschenkalk
	Hallstätter Kalk (obertriassisch)
	Reingrabener Schiefer
	Hallstätter Kalk und Hornsteinkalke (mitteltriassisch)
	Gutenstein-Formation
	Werfener Schichten
	Perm
	Haselgebirge

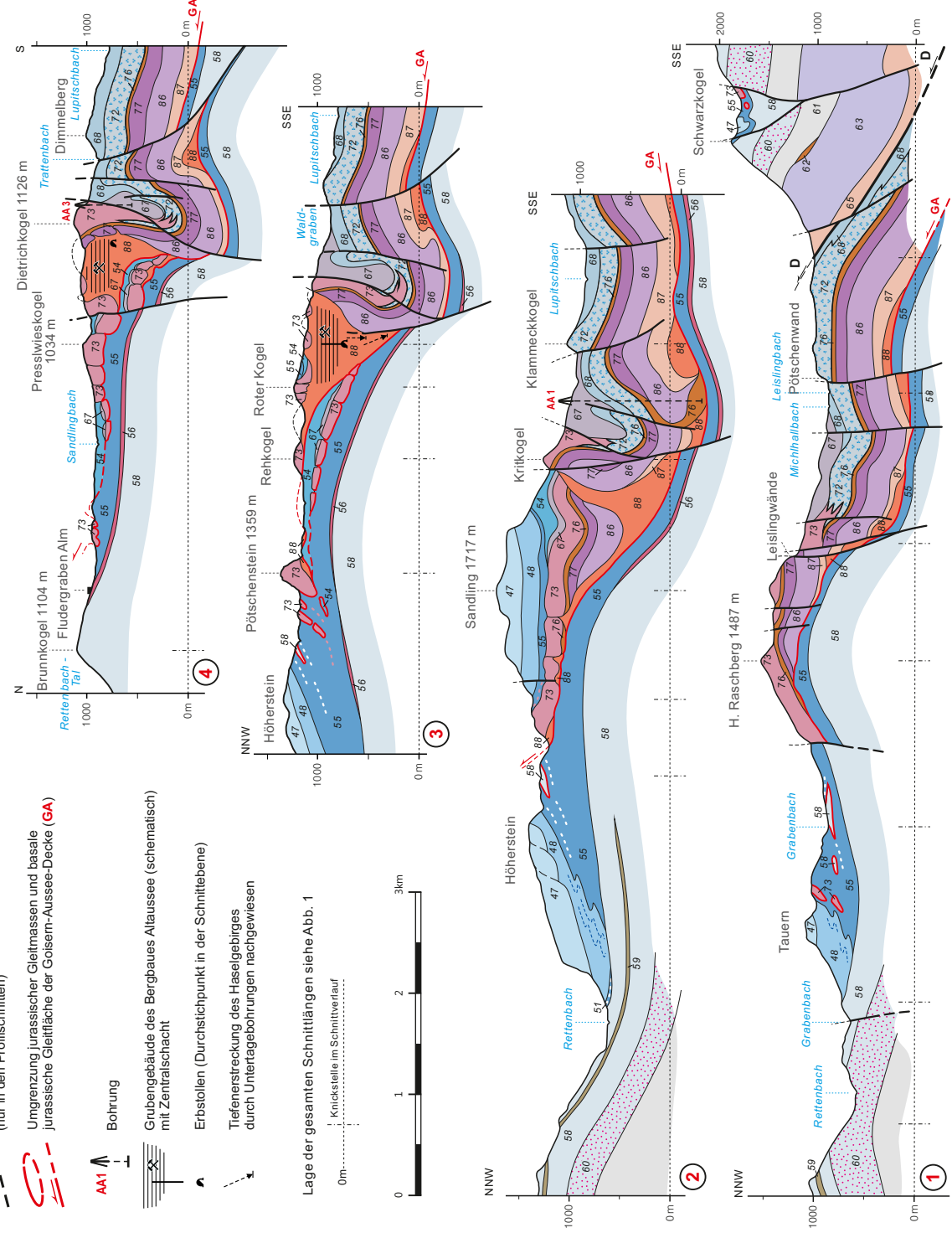


Abb. 2. Geologische Karte und Profilschnitte im Bereich Hüttenekalm–Sandlingalm–Blaa-Alm (Salzkammergut).

den Hallstätter Kalken und mit diesen lateral durch Übergänge verbunden, wurden auch graue Hornsteinkalke abgelagert, deren oberanisische bis unterkarnische Anteile als Reifling-Formation und deren oberkarnische bis unterrhätische Anteile als Pötschenkalk bezeichnet werden. Im Rhätium wurden bunte und graue Kalke von den mergeligen Zlambach Schichten überdeckt.

Eine weitergehende Untergliederung der Hallstätter Schichtfolge geht auf SCHLAGER (1969) zurück, erweitert und modifiziert bei KRYSZYN (1974: Abb. 1) und MANDL (2000: Fig. 6), chronostratigraphisch aktualisiert bei KRYSZYN (2008: Fig. 3). Im Kartenausschnitt der vorliegenden Arbeit (Abb. 2) wurde auf eine detaillierte Untergliederung verzichtet, da die derzeit verfügbaren Daten keine durchgehende Kartendarstellung ermöglichen; es werden nur generell mittel- und obertriassische Hallstätter Kalke unterschieden.

Die Nordflanke des Raschberges (vgl. SCHÄFFER, 1982) besteht hauptsächlich aus norischem bis unterrhätischem „Massigem Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“, ein derzeit nur schematisch abgegrenzter Teil des Hellkalkes SE´ der Hüttenekalm ist in die Mitteltrias zu stellen, wie eine mitelanisische Conodontenfauna mit *Nicoraella kockeli* aus den Bankkalken am Fuße der Kleberwand (knapp südlich des dargestellten Kartenausschnittes) belegt.

Auch die Olistolithe im Radiolaritgebiet nördlich des Raschberges und rund um den Nordfuß des Sandling (1.717 m) sowie des Pötschenstein (1.359 m) bestehen überwiegend aus diesen beiden Hallstätter Kalktypen, gelegentlich mit Beteiligung von karnischem „Rotem Bankkalk“. Ältere Anteile sind auf der Beerenleiten überliefert („Graugelber Bank- und Massenkalk“, Probe 09/B04, lokal auch „Roter Knollenflaserkalk“). Ganz vereinzelt wurde aus dem Sandling-Umfeld ohne genauere Ortsangabe über anisische Anteile berichtet (WEGERER et al., 2001: Proben EW 4(2), EW 16). Der Millbrunnkogel mit seinen klassischen Ammonitenfundpunkten beinhaltet auch noch unter- bis mitelanisische Dolomit. Gips führende Haselgebirgstone der Salzlagerstätten und bunte Werfener Schichten kommen in Aufbrüchen am Südrand der Zwerchwand und des Rosenkogels zu Tage und begleiten in geringem Ausmaß auch die Hallstätter Kalke im Hinteren Sandlinggraben und bei den Sandling-Almen.

Mergelige Zlambach Schichten des Rhätium besitzen ausgedehnte Verbreitung von der Hüttenekalm ausgehend gegen Südwesten im Stambachgraben und in den Zlambachgräben. Ein kleines Vorkommen zusammen mit jurassischen Fleckenmergeln konnte im Hüttenekalmgraben (Oberlauf des Grabenbaches) mit Mikrofossilien belegt werden (Probe 79/62). Dieses dürfte bereits eine Gleitmasse im Radiolarit darstellen. Drei kleine Vorkommen von Zlambach Schichten sind in der Karte von SCHÄFFER (1982) auch im Oberlauf des Sandlingbaches eingetragen. Sie wurden in die Karte (Abb. 2) übernommen, sind aber bisher nicht (mikro-)paläontologisch verifiziert.

Im Unterjura gehören zu der Hallstätter Schichtfolge auch noch graue Fleckenmergel und -kalke, die in der Kartendarstellung bei SCHÄFFER (1982) als „Allgäuschichten (kalkig-mergelig)“ bezeichnet sind. Sie sind bei der Hüttenekalm und im Grabenbach mit Zlambach Schichten vergesellschaftet. Sie alle dürften wie das fossilbelegte Vorkommen im Fludergraben (Proben 79/04, 40; Toarcium) als Gleitmassen im Radiolarit stecken. Ein großfläch-

ges Vorkommen, welches im Sandlingbach auch die drei erwähnten Areale mit Zlambach Schichten enthält, bezeichnet SCHÄFFER (1982) auf der Nordostseite des Sandling. Seine Ausdehnung wurde in der geologischen Karte (Abb. 2) übernommen und schematisch als **eine** zusammenhängende Gleitmasse dargestellt, wenngleich GAWLICK (mündl. Mitt.) auch aus diesem Areal punktuell Radiolarienfaunen jüngerer Alters gewinnen konnte. Möglicherweise ist die Masse in einen Schwarm isolierter Schollen im Radiolarit aufgelöst, wie in Abbildung 1 graphisch angedeutet. Mikrofaziell typisch für diese Fleckenmergel und -kalke ist ihr hoher Gehalt an kieseligen Schwammnadeln (siehe Tafel 5/ Fig. 1).

Die **Schichtenreihe Hauptdolomit/Plattenkalk – Dachsteinkalk – Kössen-Formation** kennzeichnet die triassische Gesteinsabfolge der Hohen Schrott und des westlichen Toten Gebirges (Schönberg, Loser). Ältere Gesteine – das dünne Band der Nordalpinen Raibler Schichten und der mächtige Wettersteindolomit/-kalk – kommen erst weiter im Nordwesten im Höllengebirge bzw. im Nordosten im Umfeld von Offensee und Almsee an die Oberfläche. In der Kartendarstellung in Abbildung 2 ist der Dachsteinkalk insbesondere im Rettenbachtal und am Brunnkogel (1.104 m) aufgeschlossen.

Folgt man der Grabenbach-Forststraße vom Rettenbach gegen Süden, so quert man vorerst eine Kalk/Dolomitwechselfolge, die bei SCHÄFFER (1982) als „Dachsteinkalk dolomitisiert (Plattenkalk)“ bezeichnet ist. 0,5 bis 2 m mächtige Kalkbänke werden durch etwa 0,5 m mächtige, gelblich anwitternde Dolomitbänke voneinander getrennt. Ab der Einmündung des Mehlsackgrabens in das Grabenbachtal liegt dann nach Süden lagunärer Dachsteinkalk ohne Dolomitzwischenlagen vor.

Die jüngsten Schichtanteile fehlen im Grabenbachtal, sie sind erst an den beiden Flanken der Rettenbach-Antiklinale nördlich der Höhersteinwand und im Rettenbach-Unterlauf wieder erhalten: Dunkle, tonreiche, beim Anschlagen z.T. bituminös riechende Mergelkalke mit vereinzelt Lumachelle-Lagen sind als wenige Meter mächtige Lage den Dachsteinkalkbänken zwischengelagert und stellen die südlichsten Ausläufer der Hochalm-Subformation der Kössen-Formation dar. Darüber folgt nochmals ein bis zu 100 m mächtiges Paket von Dachsteinkalk, das gelegentlich ästige Korallenstöcke zeigt.

Am Brunnkogel sind diese hangendsten Korallenkalke teilweise bunt gefärbt und werden dann – lokal sichtbar an einer scharfen Grenze (MANDL, 1982: Taf. 1/ Fig. 3) – von Hierlatzkalk überlagert – vgl. Tafel 6/ Fig. 10. Ammoniten sind aus diesem gebankten, roten Crinoidenkalk bislang nicht beschrieben, der genaue Altersumfang ist daher nicht bekannt. Die Abgrenzung zum darüber folgenden Rotkalk der Klaus-Formation ist schwer fassbar, da auch dieser crinoidenreiche Lagen aufweist. Einzig makroskopisch fassbarer Unterschied dürfte das Auftreten von dunklen Fe/Mn-Krusten und -Knollen sein – vgl. Tafel 6/ Fig. 8. Diese treten auch im mikroskopischen Maßstab als Umkrustung von Bioklasten, als winzige Konkretionen oder als resedimentierte Bruchstücke in größerer Zahl auf und verleihen dem Gestein gegenüber dem typischen Hierlatzkalk eine andere, ins Bräunliche bis Violette verschobene Rotfärbung. Biofaziell auffällig ist das massenhafte Auftreten von Protoglobigerinen. Diese planktonischen Foraminiferen weisen in den Kalkalpen drei Akme-Bereiche auf, im

Toarcium, im Aalenium–Bajocium und im Callovium–Tithonium, wobei im ersteren und letzteren Bereich kleinwüchsige Formen mit einschichtigen Kammern typisch sein sollen (WERNLI, 1988). Zu dieser Gruppe gehören auch die Formen im Rotkalk der Fludergrabenalm – vgl. Tafel 6/ Fig. 9. Konkrete Altersaussagen ermöglichen erst die Ammoniten im hangendsten Abschnitt des Rotkalkes (Probepunkt 80/128), aufgeschlossen im Bachbett des Fludergrabens, knapp unter der Grenze zum Radiolarit. *Euaspidoceras* sp. und *Holcophylloceras zignodianum* sprechen infolge des kurzen Überschneidungsbereiches ihrer langen Reichweiten durch ihr gemeinsames Auftreten für eine Einstufung des Hangendabschnittes der Klaus-Formation im Fludergraben in das (oberste) Callovium. Darüber folgt anfangs roter (ca. 2,5 m mächtig), dann dunkelgrauer Radiolarit – vgl. Tafel 6/Figs. 4–5. In diesen sind in weiterer Folge turbiditische Lagen, Brekzienzüge und Olistolithe karbonatischer Gesteine eingeschaltet. Diese sollen im Folgenden detaillierter besprochen werden.

Gesteine der Radiolarit-Gruppe

Olistolithe und Klastika

In den kieseligen Gesteinen nördlich von Raschberg und Sandling stecken eine ganze Reihe von langgestreckten Brekzienkörpern und große Olistolithe, hauptsächlich triassischer, untergeordnet auch jurassischer Gesteine.

GAWLICK et al. (2007, 2010) wollen aufgrund der unterschiedlichen Herkunft dieser klastischen Einlagerungen die Kieselgesteine zwei unterschiedlichen Jura-Becken zuordnen: einem nördlichen Becken mit Tauglboden-Formation (mit Klasten aus dem Dachstein-Faziesraum) und einem südlichen Becken mit der neu definierten Sandlingalm-Formation (mit Klasten aus dem Hallstätter Faziesraum). Die hier vorgelegte geologische Karte (Abb. 2) stellt den derzeitigen Kenntnisstand über den Gesteinsbestand dieser Brekzien und Olistolithe dar, der gegenüber der geologischen Karte Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982) aktualisiert wurde.

Im Folgenden wird eine Zusammenstellung sowohl publizierter und auch neuer Makro- und Mikrofaunen sowie Mikrofaziesdaten aufgelistet, welche die in der Karte dargestellte Zuordnung zum Dachsteinkalk und zu Jura-Rotkalken einerseits, sowie zur Hallstätter Schichtfolge andererseits belegen.

Bei den aus der Literatur übernommenen Daten ist hinter der Probennummer der jeweilige Autor angeführt. Zur besseren Übersicht finden sich die Probenpunkte und -nummern auch in der Karte (Abb. 2) wieder, da in der angeführten Literatur ihre Lage oft nur im Text beschrieben wird. Aufgrund der teilweise nur sehr allgemeinen Angaben bleibt aber die exakte Herkunft mancher dieser Proben offen. In der Karte markiert ein Fossilzeichen einen genau lokalisierbaren Probenpunkt; Probennummern ohne Fossilzeichen sind anhand der zugehörigen Literatur nicht genau verortbar.

Untersucht wurden vorwiegend Dünnschliffe im Hinblick auf die Mikrofazies und Mikroorganismen; aus Hallstätter Kalken wurden auch Conodonten gelöst. Probennummern ohne vorangestellte(n) Buchstaben und ohne Angabe eines Autors repräsentieren bislang unpubliziertes bzw. 2009 neu aufgesammeltes, eigenes Material.

Herkunft aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

Aufschlussfotos und makroskopische Sedimentstrukturen siehe Tafeln 1, 4 und 7.

78/01 Brekzienkomponente: Schill-Lage (Kössen-Formation?) als Einschaltung im Dachsteinkalk (Taf. 2/ Fig. 1).

79/01 Brekzienkomponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 2/ Fig. 5 und Taf. 3/ Fig. 1).
Triasina hantkeni, *Aulotortus sinuosus*

79/02 Brekzienkomponente: Hierlatzkalk; Unterjura (Taf. 4/ Fig. 5). Crinoiden, Echiniden-Stachel.

79/63A (MANDL, 1982: 63): Adneter Kalk; Unterjura. Ähnlich Tafel 4/ Fig. 6.

Involutina liassica, *Involutina turgida*, *Ophthalmidium leischneri*, *Ophthalmidium carinatum*, *Lenticulina* sp., *Nodosariiden*

79/70 Brekzienkomponenten, überwiegend Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 3).
Diverse Involutiniden, sparitisch rekristallisiert.

79/88 Brekzienkomponente: Rotkalk; Unterjura (Taf. 4/ Fig. 7). Echinodermen, Foraminiferen indet.

79/101 Mergeliger Rotkalk (mehrere Dezimeter großer Kalkblock im Radiolarit) (Taf. 4/ Fig. 8).

Mit Ammoniten des Pliensbachium (MANDL, 1982: 63):
Audaxlytoceras sp., *Fuciniceras* sp., *Juraphyllites* sp., *Juraphyllites libertus*, *Juraphyllites eximius*, *Lytoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Phylloceras zetes*, *Protogrammoceras* sp.

80/29 (MANDL, 1982: 62): Hierlatzkalk auf Dachsteinkalk; Unterjura. Querschnitte von *Arietiden* gen. et spec. indet., *Oxytoma* sp., *Pecten* sp.

80/30 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 2). Kalkschlammfazies mit Involutiniden.

80/157 (MANDL, 1982: 62; vgl. auch SIBLIK & LOBITZER, 2003): Einschaltung von Kössen-Formation im Dachsteinkalk; Rhaetium.
Rhaetina gregaria

09/09 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 6, Taf. 3/ Figs. 13 und 15–18).
Trochammina sp., *Tolypammina* sp., *Glomospirella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Agathammina* sp., ? *Haplophragmoides* sp.

09/11–13 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 3/ Figs. 6, 8–10).
Aulotortus friedli, *Aulotortus sinuosus*, *Aulotortus tumidus*, ? *Trocholina* sp., ? *Auloconus permodisoides*

09/A05 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 7 und Taf. 3/ Figs. 7, 11, 12, 14).
Glomospira sp., *Glomospirella* sp., *Textularia* sp., diverse Involutiniden.

09/A06 Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 2/ Fig. 8).
Loferit (dolomitisierte Algen/Bakterien-Laminite).

09/B01 Brekzienkomponente: Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias (Taf. 3/ Fig. 2 und Taf. 4/ Fig. 1).
Triasina hantkeni und diverse Involutiniden, sparitisch rekristallisiert.

09/B02 Polymikte Brekzie. Komponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 3/ Fig. 3).
Diverse Involutiniden, zahlreich *Triasina hantkeni*

09/B03 Polymikte Brekzie, Taf. 4/ Figs. 2–4. Komponente: Dachsteinkalk, lagunär; oberste Trias (Taf. 2/ Fig. 4, Taf. 3/ Figs. 4–5).
Diverse Involutiniden, zahlreich *Triasina hantkeni*

D 103, 106, 107–109, 115, 116 (GAWLICK et al., 2007: 26–28): lagunäre Dachsteinkalk-Klasten (Norium–Rhätium) in kieseligen Mergelkalken (Oberalm-Formation).
Triasina hantkeni, *Coptocampylodon?* *rhaeticus*

Herkunft aus dem Hallstätter Faziesraum

78/02 (MANDL, 1982: 65): Hallstätter Kalk im Hinteren Sandlinggraben; „Massiger Hellkalk“ und „Roter Bankkalk“ mit obernorischer Spaltenfüllung:
Paracladiscites multilobatus, *Rhacophyllites* sp.

78/03 (MANDL, 1982: 65): Hallstätter Kalk der Beerenleiten (Hänge nördlich des Hinteren Sandlinggrabens); graubrauner massiger Kalk (Langobardium) mit:
Protrachyceras cf. *archelaus*, *Protrachyceras langobardicum*, *Sturia sansovinii*, *Monophyllites* cf. *wengensis*, *Michelinoceras* sp., *Gymnites* sp., *Proarcestes* sp. sowie eine mittel- bis obernorische Mischfauna aus einer Spaltenfüllung mit:
Paracladiscites multilobatus, *Cladiscites* cf. *neortus*, *Rhacophyllites debilis*, *Argosirenites* sp., *Placites* sp.

79/25 Raschberg, nahe Hüttenekalm; roter Hallstätter Kalk mit roten Hornsteinknollen; Tuvalium.
Metapolygnathus polygnathiformis, *Metapolygnathus nodosus*

79/58 Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Sammelprobe: Sevatium.
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*, *Misikella hernsteini*

79/61 „Allgäu-Schichten“ (Taf. 5/Fig. 1).
Fleckenmergel, reich an Schwammspiculae.

79/62 (MANDL, 1982: 69): Mergel der Zlambach Schichten; Rhaetium.
Variostoma cochlea, *Variostoma coniforme*, *Diploremina subangulata*, *Involutina turgida*, *Hyperamminoides expansus elongatus*, *Annulina metensis*, *Glomospirella gordialis*, *Astacolus* sp.

79/65 „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium (Taf. 5/Figs. 3–4).
Paracochloceras sp. (det. KRYSZYN)
Wird unterlagert von „Massigem Hellkalk“ mit Halobiiden-Lumachellen.

80/04, 40 „Allgäu-Schichten“; Toarcium.
Bositra cf. *bronni*
Hildoceras sp.

80/32 (MANDL, 1982: 66; revid. KRYSZYN, pers. Mitt., 2010): „Massiger Hellkalk“; Laciium 2.
Norigondolella steinbergensis
Epigondolella rigoi
Epigondolella triangularis

80/34 (MANDL, 1982: 67): „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium.
Norigondolella steinbergensis
Misikella posthernsteini

80/37 (MANDL, 1982: 67): „Hangendrotkalk“, Komponente im Radiolarit; oberste Trias.
Bruchstücke von *Norigondolella* cf. *steinbergensis*, im Dünnschliff *Variostoma crassum* (Taf. 5/Fig. 2).

80/39 (MANDL, 1982: 67): „Massiger Hellkalk“; oberste Trias.
Norigondolella steinbergensis

09/03 „Massiger Hellkalk“; Laciium 2.
Norigondolella navicula, *Epigondolella triangularis*, *Epigondolella rigoi*

09/04 „Hangendrotkalk“; Sevatium–unteres Rhaetium (Taf. 5/Fig. 5).
Heterastridium conglobatum

09/05 „Hangendrotkalk“; unteres Rhaetium (Taf. 5/Fig. 7).
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*, *Misikella posthernsteini*

09/06 „Hangendrotkalk“; Top Sevatium (Taf. 5/Fig. 6).
Epigondolella mosheri, *Misikella hernsteini*

09/08 „Hangendrotkalk“; (hohes) Alaunium 3.
Norigondolella steinbergensis subspec. (juvenile Formen), *Epigondolella slovakensis*, *Epigondolella postera*

09/B04 „Graugelber Bank- und Massenkalk“; Grenzbereich Fassanium/Langobardium.
Gladigondolella tethydis + Astformen des Multielements, *Neogondolella* cf. *excentrica*

09/B05 rote Einschaltungen (?Spaltenfüllungen) im „Graugelben Hallstätter Kalk“ (Taf. 5/Fig. 8); unteres Langobardium.
Gladigondolella tethydis + Astformen des Multielements, *Neogondolella praehungarica*, *Paragondolella inclinata*, *Paragondolella trammeri*

D 211 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus roten und grauen Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*, *Misikella hernsteini*, *Misikella* cf. *posthernsteini*

D 213 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus roten und grauen Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Epigondolella bidentata*

D 214 (GAWLICK et al., 2007: 43): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella navicula, *Epigondolella* cf. *abneptis* A (sensu KRYSZYN)

D 342 (GAWLICK et al. 2007: 46): Roter Hallstätter Kalk des Karnium mit:
Metapolygnathus polygnathiformis

D 343 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie vorwiegend aus grauen, vereinzelt auch roten mitteltriassischen Hallstätter Kalken; Komponenten mit:
Gladigondolella tethydis, *Gondolella tadpole*

D 344 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie vorwiegend aus grauen, vereinzelt auch roten mitteltriassischen Hallstätter Kalken; Komponenten mit:
Gladigondolella tethydis und Astformen des *tethydis*-Multielements, *Gondolella tadpole*, *Gondolella inclinata* und *Gladigondolella malayensis*

D 346 (GAWLICK et al., 2007: 46): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Conodontenbruchstücken von *Gondolella* sp. und *Ozarkodina* sp.

EW 1–3, 4(1), 4(2), 5, EW 14, EW 16, EW 18 (WEGERER et al., 2001: 73–74): Hallstätter Kalke auf der Nordseite des Sandling im Umfeld der Vorderen und Hinteren Sandlingalm ohne genauere Ortsangabe; sie beinhalten eine Schichtfolge vom „Roten Bankkalk“ des Tuvalium, über „Massigen Hellkalk“ des Laciium bis zu „Hangendrot- und -graukalk“ des Sevatium. Zwei Proben ohne Angabe der Lithologie enthielten Conodonten des Pelsonium.

EW 20–EW 25 (WEGERER et al., 2001: 73): Schichtfolge des Pötschenstein aus „Massigem Hellkalk“ des Laciium 1 (*E. primitia*, *E. quadrata*) und „Hangendrotkalk“ (*N. steinbergensis*, *E. slovakensis*, *E. bidentata*) des Alaunium bis Sevatium.
FRIEDEL (1985: 117f.) führt vom Pötschenstein aus einer ganzen Reihe von Spaltenfüllungen Halobiiden-Faunen des Zeitraumes Tuvalium bis Sevatium an.

EW 254 (WEGERER et al., 2001: 73): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*; oberstes Sevatium bis Rhätium 2

EW 256 (WEGERER et al., 2001: 73): Polymikte Brekzie aus bunten Hallstätter Kalken; Komponenten der Obertrias mit:
Norigondolella steinbergensis, *Misikella hernsteini*; oberstes Sevatium bis Rhätium 2
Epigondolella slovakensis; Alaunium 3 (bis basales Rhätium)
„*Gondolella*“ *pseudodiebeli*, *Metapolygnathus communisti*; höheres Tuvalium
Metapolygnathus polygnathiformis; Karnium

Ex3 (Exkursionspunkt 3 in GAWLICK et al., 2010: 78ff. sowie in GAWLICK et al., 2012: 210ff.): Polymikte Brekzie im südlichen Fludergraben; obertriassische Hallstätter Kalk/Pötschenkalk-Komponenten sowie undatierte rote Kieselkalke (?Mitteltrias).

HRK Hallstätter Kalk südlich des Hohen Rosenkogels (MEDWENITSCH, 1958: 165):
Monotis salinaria, *Orthoceras* sp.

MIB Hallstätter Schichtfolge des Millibrunnkogels (KRYSTYN et al., 1969):

Beginnend über Anisdolomit folgen „Violetter Bankkalk“ (Hornstein führend) und „Roter Knollenflaserkalk“ (keine Faunen beschrieben, Mitteltrias bis unteres Karnium?), „Roter Bankkalk“ (unteres Karnium/ „*anoides*-Lager“, oberes Karnium/ „*subbullatus*-Spalte“), „Massiger Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“ (Norium; „*Arcestes*-Schicht“, Heterastridien, Spaltenfauna der „Gastropoden-Schicht“).

Aus der räumlichen Anordnung dieser Brekzien und Olistolithe wird ersichtlich, dass eine tektonische Trennung in zwei unterschiedliche Jura-Schichtfolgen entlang einer mehr oder minder West-Ost verlaufenden Seitenverschiebung auf beträchtliche geometrische Schwierigkeiten stößt – siehe Abbildung 9. Für das Gebiet zwischen Höherstein, Sandling und Fludergrabenalm versuchten GAWLICK et al. (2007: Abb. 4) dieses Problem durch sekundären Versatz der Seitenverschiebung an zwei NNE-SSW streichenden Brüchen zu umgehen, siehe dazu auch Abbildung 8. Weiter gegen Westen, im Bereich des Grabenbachtals und der Sandlinggräben, wird die räumliche Durchmischung der Olistolithe aus dem Dachsteinkalk- bzw. aus dem Hallstätter Faziesraum aber derartig kleinräumig, dass eine Fortsetzung der postulierten Seitenverschiebung geometrisch unmöglich wird. Sie lassen sich vielmehr zwanglos als Bestandteile der Sedimentfüllung ein und desselben Jura-Beckens verstehen. Die Gesteine des Hallstätter Faziesraumes (Oberperm bis Unterjura) sind dabei als große submarine Gleitmassen ungefähr aus (heute!) südlicher Richtung vom Tiefschelf jenseits der triassischen Dachsteinkalkplattform zu beziehen. Die Olistolithe aus Dachsteinkalk und Jura-Rotkalken dürften hingegen von Hochzonen im Norden und Osten des Radiolaritbeckens stammen – siehe dazu auch Kapitel „Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen“.

Radiolarienzonen und das zeitliche Einsetzen der Radiolarit-Gruppe

Neben dem Gesteinsbestand der (Groß-)Olistolithe und den unterschiedlichen Komponentenspektren der Brekzienkörper wird zur Auftrennung der kieseligen Beckensedimente in eine Tauglboden- und eine Sandlingalm-Formation auch mit einem zeitlich unterschiedlichen Sedimentationsbeginn argumentiert.

Wie aussagekräftig ist dieser biostratigraphische Befund?

Unitary Association Zones (UAZ)

Seit Ende der 1990er Jahre arbeiten H.-J. GAWLICK und H. SUZUKI in einer Arbeitsgruppe der Montanuniversität Leoben daran, den zeitlichen Umfang der kieseligen Jurasedimente im zentralen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen genauer zu fassen. Grundlage der Zonierung bildet die Zusammenstellung von BAUMGARTNER et al. (1995), die auf der Auswertung einer großen Zahl von Radiolarienabfolgen aus dem tethyalen Raum beruht, wobei aber keine ostalpinen Profile einbezogen worden waren. Die Zonierung wurde nicht mit dem Erst- bzw. Letztauftreten kennzeichnender Taxa durchgeführt; diese Zeitpunkte sind bei Radiolarien schwer festlegbar, da die fossile Überlieferung insbesondere durch diagenetische Prozesse gestört werden kann. Das Prinzip der Unitary Association Zones (UAZ) orientiert sich vielmehr am gemeinsamen Auftreten ausgewählter Taxa, das stets in einen bestimmten Zeitabschnitt fällt – Details dazu siehe BAUMGARTNER et al. (1980). Die

Korrelation dieser UAZ mit der auf Ammoniten basierenden biostratigraphischen Standardgliederung des Jura ist schwierig, da im Radiolarit selbst keine Ammoniten überliefert sind, sondern nur in unter- und überlagernden Kalken auftreten. Da diese Kalke selbst oft verringerte oder lückenhafte Sedimentation aufweisen, können für die angrenzenden Radiolarite meist nur maximale bzw. minimale Alterswerte angegeben werden. Die Unitary Association Zones überstreichen im Vergleich mit den Ammonitenzonen auch relativ große Zeitabschnitte, innerhalb derer keine genauere Positionierung der betreffenden Probe möglich ist – vgl. dazu Abbildung 3.

Die Erfahrung mit den kalkalpinen Radiolarienvergesellschaftungen erfordert laut der Leobener Arbeitsgruppe eine Modifikation des gemeinsamen Auftretens mancher Taxa gegenüber BAUMGARTNER et al. (1995). In Abbildung 3 wird eine Zusammenfassung dieser, im Laufe der Jahre veränderten Reichweiten präsentiert, welche die nachfolgende Beurteilung der zeitlichen Einstufung der über Jahre hinweg publizierten Faunen auf Basis eines gemeinsamen aktuellen Standards erleichtern soll. Die Änderungen bei den betroffenen Radiolarientaxa sind gekennzeichnet und die entsprechenden Publikationen aufgelistet.

Anlass für diese Zusammenstellung war die Vermutung, dass in späteren Publikationen der Leobener Arbeitsgruppe mit Altersdaten aus früheren Publikationen argumentiert wurde, ohne diese im Hinblick auf die inzwischen selbst durchgeführten Reichweiten-Änderungen gegebenenfalls zu revidieren.

Was bedeutet nun tatsächlich die veränderte zeitliche Verbreitung der stratigraphisch relevanten Radiolarientaxa für die Beurteilung des zeitlichen Einsetzens der Kieselosedimente des hier besprochenen Gebietes?

Aus dem basalen Radiolarit über der Klaus-Formation im **Fludergraben** gab WEGERER (2002: 291–293) aus 15 Proben eine umfangreiche Fauna an, siehe Abbildung 4. Diese ist aktuell nach Abbildung 3 in die Radiolarienzonen UAZ 8 oder 9 zu stellen, drei der Proben legen eine Eingrenzung auf UAZ 8 nahe; die zusätzlichen Proben bei GAWLICK et al. (2010: Abb. 25, 27) besitzen ebenfalls UAZ 8 als gemeinsame Schnittmenge.

Der steilstehende Kontakt zur Klaus-Formation ist im Bachbett über längere Strecken hinweg gut aufgeschlossen, siehe Tafel 6/ Fig. 7. Die bei MANDL (1982) beschriebene Ammonitenfauna mit *Euaspidoceras* sp. und *Holcophylloceeras zignodianum* entstammt der dritten Kalkbank unter der Oberkante der Klaus-Formation, deren steil westfallende Schichtfläche streckenweise die Ostflanke des Bacheinschnittes bildet. Am Kontakt selbst ist eine schwache Diskordanz festzustellen, da die hangendste Bank der Klaus-Formation seitlich immer wieder unterbrochen ist und der dünnbankige Radiolarit sich diesem Relief anschmiegt (siehe Tafel 6/ Fig. 6). Über größere Distanz betrachtet könnte diese Schichtlücke aber an Bedeutung gewinnen und örtlich die gesamte Klaus-Formation und den Hierlatzkalk umfassen; beispielsweise scheint im Gipfelbereich des Brunnkogels (so wie laut Kartenbild bei SCHÄFFER (1982) auch am nördlich angrenzenden Ahornkogel) der Radiolarit ohne Zwischenschaltung von Rotkalken direkt dem Dachsteinkalk aufzulagern. Diese Beobachtung beruht am Brunnkogel allerdings nur auf Lesesteinkartierung, Aufschlüsse existierten zum Aufnahmezeitpunkt dort keine. Im Fludergraben-Bachbett dürfte diese Schichtlücke

Unitary Association Zones (UAZ) und deren Korrelation mit der chronostratigraphischen Skala nach BAUMGARTNER et al., 1995	Aalenium		Bajocium			Bathonium			Callov.			Oxfordium			Kimm.		Tithonium		Berr.
	U	M	U	M	O	U	M	O	U	M	O	U	M	O	U	O	U		
	UAZ		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13						
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Mirifusus fragilis</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Parvingula dhimaensis</i> ssp. A		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Tricolocapsa plicarum</i> s.l.		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Williriedellum dierschei</i>		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Unuma gorda</i> = <i>Unuma</i> sp. A			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Williriedellum</i> sp. A			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Tricolocapsa conexa</i>			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Stichocapsa robusta</i>				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
<i>Williriedellum marcucciae</i>																			
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>																			
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>																			
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>																			
<i>Stylocapsa oblongula</i>																			
<i>Protunuma lanosus</i>																			
<i>Sphaerostylus lanceola</i>																			
<i>Williriedellum carpathicum</i>																			
<i>Cinguloturris carpatica</i>																			
<i>Wrangellum okamurai</i>																			
<i>Parahsuum</i> sp. S																			
<i>Williriedellum crystallinum</i>																			
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicostatus</i>																			
<i>Zhamoidellum ovum</i>																			
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																			
<i>Gongylothorax aff. favosus</i>																			
<i>Gongylothorax favosus</i>																			
<i>Williriedellum sujkowski</i>																			
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>																			
<i>Stichomitra annibill</i>																			
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>																			
<i>Parvingula mashitaensis</i>																		>15	
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>																		>22	

■ Verbreitung nach BAUMGARTNER et al., 1995

□ reduziert nach: *1a) CORTESE (1993)
 □ übernommen von *1b) WIDZ & DE WEVER (1993: „Oxfordien“)
 □ bzw. erweitert nach: *2) GAWLICK & SUZUKI (1999: 252) m. Hinw. auf MATSUOKA (1995)
 *3) SUZUKI et al. (2001: 181)

*4) SUZUKI & GAWLICK (2003a: Abb. 1)
 *5) WEGERER et al. (2003: Abb. 4)
 *6) SUZUKI & GAWLICK (2004: 311f.)
 *7) GAWLICK et al. (2007: 35, 56)
 *8) AUER et al. (2009: 78ff.)
 *9) GAWLICK et al. (2009: Fig. 60)

Proben-Nr.	EW 128	EW 129	EW 130	EW 131	EW 132	EW 133	EW 134	EW 135	EW 136	EW 140	D 1030	D 1029	EW 142	EW 143	EW 144	D 1028	EW 145	D 1025	EW 146	D 1024	D 1023	
	UAZ	8-9	8	8-10	8	8-9	8-9	8	7-9	7-9	8-9	8-9	7-8	8-9	7-10	7-9	3-9	7-9	7-8	8-9	3-9	8-10
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>																						
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>																						
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>				●				●	●				●		●		●			●	●	
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>																						
<i>Mirifusus fragilis</i>																						
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A		●																				
<i>Tricolocapsa plicarum</i>				●			●															
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>		●		●					●	●					●	●	●					
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>																						
<i>Unuma gorda</i>																						
<i>Williriedellum</i> sp. A																						
<i>Tricolocapsa conexa</i>	●				●	●	●			●			●		●		●					
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>																						
<i>Stichocapsa robusta</i>																						
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>																						
<i>Williriedellum marcucciae</i>																●						
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>										●												●
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>																						
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>																						
<i>Stylocapsa oblongula</i>																			●			
<i>Protunuma lanosus</i>												●										
<i>Sphaerostylum lanceola</i>				●						●							●					
<i>Williriedellum carpathicum</i>	●	●	●			●	●			●			●							●		
<i>Cinguloturris carpatica</i>	●	●															●			●		
<i>Wrangellum okamurai</i>																						
<i>Parahsuum</i> sp. S																						
<i>Williriedellum crystallinum</i>					●				●	●	●											
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicosatus</i>																						●
<i>Zhamoidellum ovum</i>		●	●	●	●	●	●				●		●		●					●		
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>	●										●				●		●		●			
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>																						
<i>Gongylothorax favosus</i>	●	●	●	●	●		●	●	●				●	●	●					●		●
<i>Williriedellum sujkowski</i>					●						●											
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>				●		●							●									
<i>Stichomitra annibil</i>																						
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>																						
<i>Parvicingula mashitaensis</i>																						
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>																						●

Abb. 4. Zusammenstellung der Radiolarienfaunen von der Basis der Radiolarit-Gruppe. Auswahl der stratigraphisch relevanten Arten aus WEGERER (2002: 291–293, „Fludergraben-Hauptprofil“; Gesamtfauen siehe dort) und GAWLICK et al. (2010: Abb. 27). Stratigraphische Reichweite der Arten siehe Abbildung 3, Lage der Probenpunkte im Profil siehe GAWLICK et al. (2010: Abb. 25).

◀ Abb. 3. Zeitliche Verbreitung der aus Probenmaterial des Raumes Sandling–Höherstein publizierten, stratigraphisch relevanten Radiolarienarten, angegeben in Unitary Association Zones (UAZ) nach BAUMGARTNER et al. (1995) mit Abänderung der Reichweiten entsprechend den angeführten Autoren.

Proben-Nr.	BLAA 1	D 212	D 216	EW 164	EW 168	EW 169	EW 171	EW 173	EW 174	EW 175	EW 176	EW 191	EW 192	EW 193	EW 196	EW 212	EW 213
	publiziert in:																
	UAZ	8-9	8	8-11	7-11	8-11	8-9	7-11	5-9	7-9	3-8	8-9	8	8-9	6-9	7-10	7-11
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>																	
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>		●				●											
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>	●									cf.	●		●	●			●
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>		●															
<i>Mirifusus fragilis</i>																	
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A												●					
<i>Tricolocapsa plicarum</i>									?	●							●
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>	●								●	●				●			
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>																	
<i>Unuma gorda</i>						●						●		●			
<i>Williriedellum</i> sp. A		●															
<i>Tricolocapsa conexa</i>	●								?					●			
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>																	
<i>Stichocapsa robusta</i>								cf.									
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>											cf.						
<i>Williriedellum marcucciae</i>		● ⁴⁾															
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>																	
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>																	●
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>									●					●			
<i>Stylocapsa oblongula</i>												●		●			
<i>Protunuma lanosus</i>																	
<i>Sphaerostylum lanceola</i>		● ⁴⁾															
<i>Williriedellum carpathicum</i>		●				cf.						●	●				
<i>Cinguloturris carpatica</i>			●								cf.	●					
<i>Wrangellum okamurai</i>												●	●				
<i>Parahsuum</i> sp. S													●				
<i>Williriedellum crystallinum</i>		●											●				
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicostatus</i>		●										●	●				
<i>Zhamoidellum ovum</i>	●	●	●	cf.		cf.	●		●		●	●	●		●	●	
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																	
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>	●																
<i>Gongylothorax favosus</i>		●											cf.		●		
<i>Williriedellum sujkowski</i>		●															
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>		●	●														
<i>Stichomitra annibil</i>	●	●				●					●	●					
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>		●															
<i>Parvicingula mashitaensis</i>		cf.															
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>																	

Abb. 5. Zusammenstellung der bisher publizierten Radiolarienfaunen aus der Radiolarit-Gruppe im Raum Sandling-Höherstein. Stratigraphische Reichweite der Arten siehe Abbildung 3.

Fortsetzung nächste Seite ►

Proben-Nr. publiziert in:	EW 214	EW 219	EW 220	EW 221	EW 224	EW 228	EW 229	EW 230	EW 233	EW 234	EW 235	EW 240	EW 241	EW 242	EW 257	EW 311	EW 312
	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	1)	3)	3)	1)	3)	3)	2)	2)
	UAZ	8	6-9	4-9	3-9	8-9	7-11	4-9	6-8	8	4-9	3-9	8	8-9	7-9	8-9	8-9
<i>Tricolocapsa fusiformis</i>	aff.		cf.	cf.													
<i>Dictyomitrella kamoensis</i>					●			●					●				
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>	●			ssp.	ssp.			cf.	cf.				ssp.				ssp.
<i>Eucyrtidiellum unumaense unumaense</i>				●			●		●						●		
<i>Mirifusus fragilis</i>																	●
<i>Parvicingula dhimaensis</i> ssp. A	●														●		
<i>Tricolocapsa plicarum</i>					●			●	●	?		●					
<i>Williriedellum dierschei</i> = <i>Tricolocapsa</i> cf. <i>ruesti</i>	●						cf.				●	●	●			●	
<i>Archaeodictyomitra amabilis</i>			●										●			●	●
<i>Unuma gorda</i>	●				●			●	●			●			●	●	
<i>Williriedellum</i> sp. A	●																
<i>Tricolocapsa conexa</i>	cf.		●				●	●		?				●	●	●	
<i>Eucyrtidiellum semifactum</i>					●												
<i>Stichocapsa robusta</i>	●															●	
<i>Eucyrtidiellum unumaense pustulatum</i>	●				●										●		●
<i>Williriedellum marcucciae</i>																	
<i>Stylocapsa (?) spiralis</i>																	
<i>Eucyrtidiellum unumaense dentatum</i>									●								
<i>Stichocapsa naradaniensis</i>	●				●			●									
<i>Stylocapsa oblongula</i>		●															
<i>Protunuma lanosus</i>																	
<i>Sphaerostylum lanceola</i>															●		
<i>Williriedellum carpathicum</i>					●			●				●			●		
<i>Cinguloturris carpatica</i>					●											●	●
<i>Wrangellum okamurai</i>																	
<i>Parahsuum</i> sp. S																	
<i>Williriedellum crystallinum</i>	●																
<i>Protunuma japonicus</i> = <i>P. multicostatus</i>									●							●	●
<i>Zhamoidellum ovum</i>	●					●		●				●	●	●			
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i>																cf.	cf.
<i>Gongylothorax</i> aff. <i>favosus</i>												●					
<i>Gongylothorax favosus</i>	cf.								●							cf.	
<i>Williriedellum sujkowski</i>												●					
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>	●																
<i>Stichomitra annibil</i>	●																
<i>Pseudoeucyrtis reticularis</i>																	
<i>Parvicingula mashitaensis</i>																	
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i>	●												●				cf.

Auswahl der stratigraphisch relevanten Arten (Gesamtfaunen siehe dort) aus Arbeiten von:

- 1) GAWLICK et al., 2007
- 2) SUZUKI & GAWLICK, 2003b
- 3) WEGERER et al., 2001
- 4) GAWLICK et al., 2010

allerdings keine allzu große Zeitspanne umfassen, da die Ammonitenfauna der Klaus-Formation (oberstes Callovium) und die Radiolarienfaunen der auflagernden Kieselgesteine (UAZ 8 entspricht einem möglichen Alter zwischen mittlerem Callovium und unterem Oxfordium) ohne auffällige Lücke aneinander passen. Der Radiolarit setzt hier also über dem Ammoniten führenden Kalk im obersten Callovium oder im unteren Oxfordium ein. Dieses Datum wird auch bei GAWLICK et al. (2007: 9ff., 2010: 95ff.) als Beginn der kieseligen Sedimentation der Höherstein-Schichtfolge („Tauglboden-Becken“) angegeben.

Nahe der **Fludergrabenalm** und **Blaa-Alm** soll hingegen die Kiesel-Sedimentation bereits früher beginnen, was von GAWLICK et al. (2007) als eines ihrer Argumente angeführt wird, um hier eine eigenständige und zeitlich früher einsetzende Radiolaritabfolge („Sandlingalm-Fm.“) zu definieren.

Die Probe BLAA1 (SUZUKI & GAWLICK, 2003b: 146ff.) wird ursprünglich anhand des Überlappungsbereiches der UAZ von *E. unumaense* (UAZ 3–8), *Gongylothorax* aff. *favosus* (UAZ 7–8) sowie *Zhamoidellum ovum* (UAZ 7–11) in der genannten Arbeit in die UAZ 7–8 eingestuft, also ein Alter, welches irgendwo zwischen oberem Bathonium und unterem Oxfordium liegt. Berücksichtigt man hingegen die späteren Reichweitenänderungen und zusätzliche Taxa aus der angegebenen Fauna, so sind mit *E. unumaense*, *W. dierschei* und *T. conexa* drei Taxa enthalten, die nach aktuellem Kenntnisstand bis einschließlich UAZ 9 emporreichen, sowie *St. an nibill*, die von UAZ 8 bis 11 reicht – siehe Abbildung 4. In Kombination ergibt dies für BLAA 1 ein mögliches Alter innerhalb von UAZ 8 bis 9, also einen Unschärfbereich, der mittleres Callovium bis oberes Oxfordium umfasst.

Auch noch zwei weitere Proben (EW311, EW312) werden bei SUZUKI & GAWLICK (2003b: 146ff.) diesem angeblich älteren Radiolaritanteil zugeordnet. Beide enthalten Taxa, deren aktueller Altersbereich für EW311 UAZ 8–9 und für EW312 UAZ 8 ergeben, also ebenso wie BLAA 1 keinen Hinweis auf UAZ 7 (tiefes Callovium oder älter) bieten – Faunen siehe Abbildung 5.

Ein Vergleich der Faunen im Fludergraben und im Umfeld der Fludergrabenalm und Blaa-Alm ergeben somit anhand der aktualisierten Reichweiten (Unitary Association Zones, Abb. 3) keine signifikanten Altersunterschiede, die eine Auftrennung in zwei Radiolaritschichtfolgen mit unterschiedlichem Sedimentationsbeginn unterstützen könnten – siehe dazu auch Abbildung 10.

Reichweiten (Range) Zonen

Die Einteilung in Unitary Association Zones erlaubt für den interessierenden Zeitraum Mittel- bis Oberjura nur eine relativ grobe zeitliche Untergliederung. So umfasst ja UAZ 8 das vergleichsweise lange Zeitintervall vom mittleren Callovium bis unteren Oxfordium. Das heißt, ein Faunenspektrum, welches UAZ 8 entspricht, kann ein Alter irgendwo innerhalb des genannten Zeitintervalls repräsentieren. Es ist daher der Versuch verständlich, anhand des reichen Probenmaterials kontinuierliche, besser auflösende Radiolarienzonen zu schaffen. Die folgenden Radiolarientaxa werden bei SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) bzw. GAWLICK et al. (2009) für eine genauere Unterteilung des Zeitbereiches Callovium bis Oxfordium herangezogen, siehe Abbildung 6. Die Korrelation der Reichweiten dieser Radiolarientaxa mit der auf Ammoniten basierenden biostratigraphischen Standardgliederung des Jura soll im Folgenden kurz be-

leuchtet werden, da sie einerseits auf Ammonitenfaunen im Raum Hallstatt–Aussee Bezug nimmt, andererseits für die Datierung des Beginnes der Radiolarit-Sedimentation herangezogen wird.

***Eucyrtidiellum unumaense* (YAO, 1979)**

Die Erstbeschreibung bei YAO (1979) lässt die genauere stratigraphische Einstufung offen, da zum damaligen Zeitpunkt aus den kieseligen-sandigen Gesteinen des „Mino belts“ auch mittel- und obertriassische Conodonten und oberjurassische Ammoniten bekannt waren. Später gibt YAO (1997) für die Unterart *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* aus Manganknollen in Kieseltonsteinen anhand der begleitenden Radiolarien *Bajocium* an.

BAUMGARTNER et al. (1995) geben einen Zeitbereich vom unteren *Bajocium* bis unteren Oxfordium an, entsprechend UAZ 3 bis UAZ 8.

BECCARO (2004) findet *E. unumaense* auch im mittleren Oxfordium, datiert durch Ammoniten in über- und unterlagernden Schichten. Bei GAWLICK et al. (2009) ist daher mit Hinweis auf BECCARO die Obergrenze mit der Wende vom mittleren zum oberen Oxfordium gleichgesetzt und eine Reichweite bis UAZ 9 angegeben. In AUER et al. (2009: 73ff.) wird dieser Grenzbereich genauer diskutiert und ein Hinaufreichen von *E. unumaense*, *Williriedellum dierschei* und einiger weiterer Taxa bis ins obere Oxfordium für möglich erachtet.

***Williriedellum dierschei* (SUZUKI & GAWLICK, 2004)**

Die bei SUZUKI & GAWLICK (2004) neu abgetrennte Art findet sich in Faunenlisten der früheren Arbeiten der Leobener Arbeitsgruppe noch als *Tricolocapsa* cf. *ruesti*. Als Stratum typicum wird die Strubberg-Formation des Callovium bis Oxfordium angegeben, die Einstufung des Holotyps erfolgte anhand der begleitenden Radiolarien in das tiefere Callovium. Als Gesamtreichweite wird unteres *Bajocium* bis unteres Oxfordium angegeben und in AUER et al. (2009: 78ff.) bis mittleres Oxfordium (eventuell bis ins obere Oxfordium reichend) erweitert. Obwohl als namensgebend für eine Subzone ausgewählt, trägt diese Art zur Untergliederung des Zeitbereiches *Bajocium*–Oxfordium aufgrund ihrer langen Reichweite nicht unmittelbar bei; die Obergrenze der *W. dierschei*-Subzone ist ja nach GAWLICK et al. (2009: 123) mit dem Aussetzen von *E. unumaense* definiert.

***Zhamoidellum ovum* DUMITRICĂ, 1970**

***Gongylothorax favosus* DUMITRICĂ, 1970**

***Williriedellum carpathicum* DUMITRICĂ, 1970**

Die Holotypen dieser drei Taxa stammen aus dem „Pojorita Radiolarit“, für den DUMITRICĂ (1970) in der Erstbeschreibung ein mutmaßliches Alter von oberem Callovium bis Oxfordium angibt.

Später präsentiert DUMITRICĂ (1995) ein Detailprofil der Radiolarienfaunen aus dem Steinbruch bei Pojorita (Rumänien), in dem aber interessanterweise *Zh. ovum* und *W. carpathicum* nicht mehr aufscheinen: Über mitteltriassischem Diploporendolomit, der durch eine Erosionsfläche begrenzt wird, folgen Brekzien, laminierte Dolomite, und schließlich roter und gelber Radiolarit. Die Brekzien zeigen andernorts eine sandig oolitische Kalkmatrix mit einer reichen Molluskenfauna, die auch Ammoniten enthält: Die Gattung *Bul latimorphites* setzt im unteren Bathonium ein und reicht bis in das untere Callovium. Über dem Radiolarit folgt meist

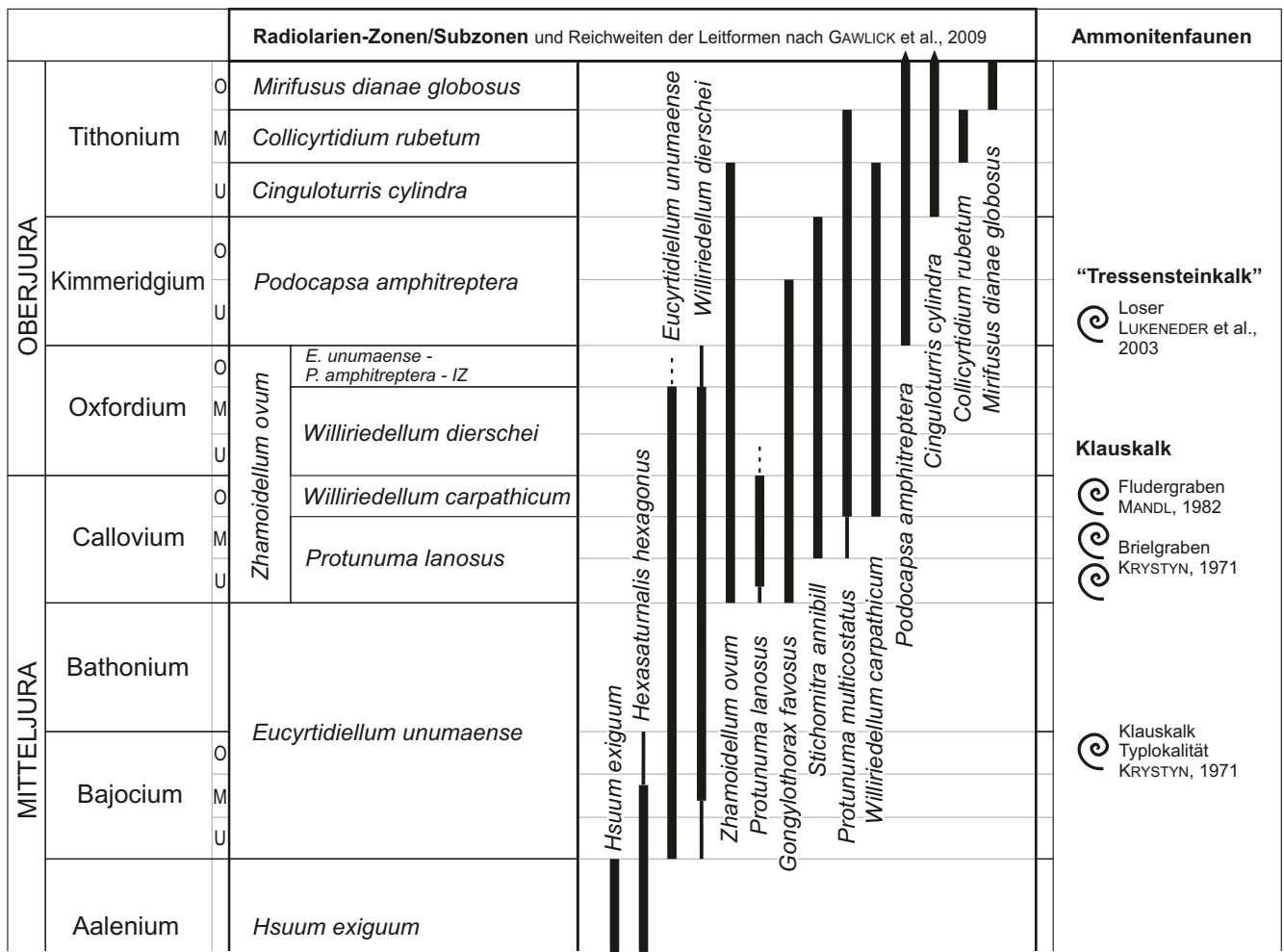


Abb. 6. Radiolarienzonen des Mittel- bis Oberjura und Radiolarien-Reichweiten nach GAWLICK et al. (2009) im Vergleich zu stratigraphisch relevanten Ammonitenfaunen im Raum Hallstatt–Aussee. Anmerkungen zum Ein- und Aussetzen einzelner Taxa siehe Text.

ein unterkretazischer „Wildfisch“. Nur vereinzelt sind dazwischen Reste von Aptychenschichten erhalten, die ihrerseits mit tektonisch gestörtem Kontakt dem Radiolarit auflagern; die Obergrenze des Radiolarits ist hier biostratigraphisch nicht fassbar. Daraus resultiert die Vermutung eines Altersumfanges des Radiolarits vom mittleren Callovium bis (?mittleren) Oxfordium. Aufgrund der großen Reichweite von *Bullatimorphites* ist aber auch ein Hinunterreichen bis ins Bathonium nicht auszuschließen. Eine genauere biostratigraphische Korrelation der drei oben genannten sowie zahlreicher weiterer Radiolarientaxa bei DUMITRICĂ (1970) ist also an deren Typlokalität nicht gegeben.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) wird schließlich für *Zhamoidellum ovum* eine Reichweite von UAZ 9–11, für *Gongylothorax favosus* UAZ 8–10, für die ähnliche Form *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* UAZ 7–8 und für *Williriedellum carpathicum* UAZ 7–11 angegeben.

Aus den Faunenvergesellschaftungen in ihren kalkalpinen Profilen leiten nun GAWLICK und seine Arbeitsgruppe eine Modifikation dieser Reichweiten ab: *Zhamoidellum ovum* wird von SUZUKI et al. (2001) auf UAZ 7–11 erweitert, was auch wieder besser der Annahme von DUMITRICĂ (1970) entspricht. Für das bei SUZUKI & GAWLICK (2003a: 118) bzw. GAWLICK et al. (2009: 114) dargestellte Einsetzen genau an

der Bathonium/Callovium-Grenze werden allerdings keine Argumente genannt.

Gongylothorax favosus wird von SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) auf UAZ 7–10 nach oben erweitert, während *Williriedellum carpathicum* von GAWLICK et al. (2009: Fig. 60) auf UAZ 8–11 reduziert wird. Letztere Reduktion folgt aus dem angeblichen Einsetzen dieser Art mit dem Beginn des oberen Callovium. Eine Begründung für diese zeitliche Korrelation wird in der Arbeit nicht gegeben, obgleich diese für die Festlegung der Untergrenze einer dort neu definierten *W. carpathicum*-Subzone verwendet wird.

Protunuma? lanosus OZVOLDOVA, 1996 (in: SÝKORA & OŽVOLDOVÁ 1996)

Die Fauna, welche den Holotypus beinhaltet, stammt nach SÝKORA & OŽVOLDOVÁ (1996) aus einer Karbonat-Brekzie, die nur in Blöcken im Hangschutt vorliegt. Neben bunten Kalkkomponenten, vermutlich unter- bis mitteljurassischen Alters, treten auch Radiolarit-Komponenten auf, aus denen die Fauna stammt. Als Alter wird für den Holotyp anhand der begleitenden Radiolarien UAZ 7 (Ober-Bathonium oder Unter-Callovium) vermutet.

SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) bzw. GAWLICK et al. (2009: 123) führen zur Alterseinstufung an, dass nach SPENGLER (1919) „Klauskalk-Spaltenfüllungen und Brek-

zien“ mit oberbathonischen oder untercallovischen Ammoniten den Radiolarit im Klauskogelbach direkt unterlagern sollen. Dazu ist festzuhalten, dass SPENGLER (1919: 320) aus dem Klauskogelbach nur Ammoniten des höheren Unterjura beschreibt. An der genannten Lokalität wird der Radiolarit nicht von der Klaus-Formation, sondern nur von einer Brekzie unterlagert, wie SUZUKI et al. (2001: Abb. 3) selbst darstellen. Für diese Brekzie geben sie ein vermutetes Alter von „Oberlias“ bis „Dogger“ an. Die darüber folgenden Radiolaritbänke enthalten Faunengemeinschaften, die nach dem aktualisierten Kenntnisstand der Reichweiten (Abb. 3) in UAZ 7 bis 8 eingestuft werden können. In drei von sieben Proben sind zusätzlich mit „cf.“ bestimmte Exemplare von *A. apiarium* und *W. carpathicum* verzeichnet, die erst in UAZ 8 einsetzen sollen und damit eine Einengung auf UAZ 8 andeuten könnten. Der basale Radiolarit ist somit irgendwo zwischen mittlerem Callovium bis unterem Oxfordium einzustufen und nicht wie bei SUZUKI et al. (2001: Abb. 3) in das untere Callovium.

Wahrscheinlich meinen SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) mit ihrem Hinweis auf Spengler die Klaus-Formation der Typlokalität „Klausloch“ (SPENGLER, 1919: 323ff.). Hier hatte KRYSSTYN (1971) die Ammonitenfaunen („Klausalpe“) neu bearbeitet: die Faunen stammen aus Füllungen von Rotkalk-Spalten im Dachsteinkalk und belegen oberes Bajocium. Der Dachsteinkalk löst sich gegen Hangend in eine Brekzie auf, die vereinzelt auch Hierlatzkalk und Kalke der Klaus-Formation als Komponenten sowie eine tonig/kieselige Matrix besitzt. Diese Brekzie könnte der etwa 500 m weiter im Norden gelegenen Brekzie im Klauskogelbach entsprechen. Wie viel Zeit während der Brekzienbildung zwischen dem Ammoniten führenden Rotkalk und dem Einsetzen der Radiolarit-Sedimentation vergangen ist, kann aber wohl kaum präzisiert werden.

Abgesehen von all diesen Überlegungen ist aber die Art *P. lanosus* im Profil Klauskogelbach in keiner publizierten Probe angeführt, obwohl SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) zu ihrem Altersumfang dezidiert auf dieses Profil verweisen. Sie verweisen neben SPENGLER (1919) und SUZUKI et al. (2001) betreffend *P. lanosus* auch noch auf eine weitere Arbeit zum Klauskogelbach-Profil (WEGERER et al., 1999) sowie auf eine Arbeit zur Strubberg-Formation hin (GAWLICK & SUZUKI, 1999). Auch in diesen beiden Arbeiten scheint aber in den dort publizierten Faunenlisten *P. lanosus* nicht auf.

Ein publiziertes Profil, welches tatsächlich *P. lanosus* im Radiolarit und auch Ammoniten im unterlagernden Rotkalk enthält, ist jenes im Prielgraben des Plassen-Gebietes („Brieltal“ in SPENGLER, 1919: 326). Gemeinsam mit *P. lanosus* tritt nach SUZUKI & GAWLICK (2009: Tab. 1) eine Radiolarienvergesellschaftung auf, die nach aktualisiertem Kenntnisstand (Abb. 3) der Reichweiten auf UAZ 8 begrenzt werden kann (Kombination aus *Stichocapsa japonica*, *Tricolocapsa plicarum*, *Williriedellum marcucciae*). Die Probe ist damit irgendwo zwischen mittlerem Callovium und unterem Oxfordium einzuordnen. Die Ammonitenfauna des Prielgrabens wurde bei KRYSSTYN (1971: 493) einer Revision unterzogen: Aus dem basalen, etwa 0,5 m mächtigen Anteil der Klaus-Formation stammt die reiche, kondensierte Fauna des unteren bis fraglichen mittleren Callovium, knapp darüber verweist *Nebroditis* sp. bereits auf höheres Callovium. Darüber folgen noch etwa 3 m Rotkalk ohne Makrofauna, bevor auf einer Diskontinuitätsfläche der Radiolarit aufla-

gert. Für das Alter des basalen Radiolarits lassen sich daraus nur Einschränkungen (höchstens mittleres Callovium oder jünger), aber kein exaktes Datum ableiten.

Das bei SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117) bzw. GAWLICK et al. (2009: 123) für *P. lanosus* angegebene erste Auftreten mit dem Beginn des Callovium und damit auch die Untergrenze der gleichnamigen Subzone, kann aus den angeführten Daten und Literaturhinweisen nicht in dieser Präzision abgeleitet werden.

Jüngst haben GAWLICK et al. (2010: Abb. 25, 27) auch von der Basis des Radiolarits des „Fludergraben-Hauptprofils“ *P. lanosus* beschrieben. Hier sind ja aus der unterlagernden Klaus-Formation Ammoniten bekannt (oberes Callovium; MANDL, 1982), weswegen GAWLICK et al. (2010: 98) basales Oxfordium für die ältesten Anteile des Radiolarits angeben. *P. lanosus* reicht also nicht nur an die Oxford-Basis heran (SUZUKI & GAWLICK, 2003a: Abb. 1), sondern in das untere Oxfordium hinein, wie bei GAWLICK et al. (2009) – dort allerdings noch ohne Begründung – dargestellt ist.

Die Obergrenze der *W. carpathicum*-Subzone und die Untergrenze der *W. dierschei*-Subzone, die beide mit dem Aussterbehorizont von *P. lanosus* definiert wurden (SUZUKI & GAWLICK, 2009), haben damit ebenfalls eine Unsicherheit, die etwa das untere Oxfordium umfasst.

***Stichomitra annibill* KOCHER, 1981**

KOCHER (1981) beschreibt die Art aus dem hangendsten „Rosso ad aptici“ unmittelbar unter der Formazione di Prabione. Aus dem von ihm angegebenen Altersumfang des „Rosso ad aptici“ vom oberen Oxfordium/unteren Kimmeridgium bis Tithonium ergibt sich für den Holotyp ein Alter, das wohl eher gegen Ende dieses Zeitabschnittes zu vermuten ist.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) scheint diese Art nicht auf. SUZUKI & GAWLICK (2003a: Abb. 1) geben ohne explizite Begründung eine Reichweite von etwa Mitte des Callovium bis zur Wende Kimmeridgium/Tithonium an. GAWLICK et al. (2009) parallelisieren dann in ihrer Figure 60 das Einsetzen mit der Wende unteres/mittleres Callovium, ebenfalls ohne weitere Begründung.

Zur tatsächlichen Reichweite dieser Art werden somit keine konkreten Fakten genannt, sie wird allerdings auch nicht für die Zonen/Subzonengliederung verwendet.

***Protunuma multicosstatus* (HEITZER, 1930)**

Nach SUZUKI & GAWLICK (2003b: 197) ist *P. multicosstatus* vergleichbar mit *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO, 1985.

BAUMGARTNER et al. (1995) geben für *P. japonicus* eine Reichweite von UAZ 7–12 an.

Der Radiolarit der Typlokalität, für den HEITZER (1930) ein Dogger-Alter vermutete, ist nach SUZUKI & GAWLICK (2003b) aufgrund von neuen Proben aus dem Rofan-Gebiet in das Callovium oder Oxfordium zu stellen. GAWLICK et al. (2009: 114) lassen *P. multicosstatus* zeitgleich mit *St. annibill* vermutlich an der Wende vom unteren zum mittleren Callovium, gesichert jedenfalls ab oberem Callovium einsetzen. Eine Begründung für diese zeitliche Parallelisierung wird nicht gegeben.

P. multicosstatus ist nur als Begleitfauna zu betrachten, da sie für die Zonen/Subzonengliederung keine Verwendung findet.

Podocapsa amphitrepta FOREMAN, 1973

FOREMAN (1973: 249ff.) beschreibt die Art aus der Probe „5,CC“ der Bohrung 196 des DSDP LEG 20 im Pazifik und gibt als Alter nur „?Late Jurassic to Early Cretaceous“ an.

Bei BAUMGARTNER et al. (1995) wird als Verbreitungszeitraum UAZ 9–18 angegeben.

Nach BECCARO (2004: Figs. 2, 3) tritt *P. amphitrepta* in Sizilien erst über einer Ammonitenfauna (*Lessinicerias* sp. der *strombecki*-Zone) des frühen Kimmeridgium auf, sollte also erst mit UAZ 10 beginnen. Sie ist dort auch noch im späten Kimmeridgium (mit *Nebroditites cavouri*) nachgewiesen. BECCARO (2006: Figs. 4, 5) lässt dann allerdings im selben Säulenprofil wie 2004 ihre UA-Zone „E“, die laut ihrer Figure 5 in allen Teilzonen *P. amphitrepta* enthält, deutlich unter den Ammonitenfundpunkt von *Lessinicerias* sp. und somit in das (?späte Oxfordium hinabreichen.

SUZUKI & GAWLICK (2003a: 117, 2009: 126) definieren eine *P. amphitrepta*-Zone, deren Einsetzen unter Hinweis auf Ammonitendaten bei BAUMGARTNER (1987) mit dem Grenzbe- reich Oxfordium/Kimmeridgium gleichgesetzt wird. Baumgartner selbst sieht dies offenbar anders, da er zuletzt in BAUMGARTNER et al. (1995: 428) diese Art mit der Angabe UAZ 9 sogar bis ins mittlere oder späte Oxfordium hinabreichen lässt.

Die Festlegung des Erstauftretens und damit das Einsetzen der *P. amphitrepta*-Zone genau auf der Grenze Oxfordium/Kimmeridgium ist also nicht gesichert.

Wendet man (einmal abgesehen von der eben aufgezeigten Problematik ihrer chronostratigraphischen Korrelation) die Radiolarienzonen von SUZUKI & GAWLICK (2003b) bzw. GAWLICK et al. (2009) auf das Einsetzen der Radiolarit-Sedimentation an, sollte sich möglicherweise die damit beabsichtigte verfeinerte Untergliederung im Zeitbereich Callovium und Oxfordium ergeben, siehe dazu Abbildung 6.

Die Probe BLAA 1 (Einsetzen des Radiolarits der Sandlingalm-Formation) wäre durch *E. unumaense* und *W. dierschei* nach oben hin etwa mit der Grenze mittleres/oberes Oxfordium begrenzt, die Untergrenze des möglichen Alters wäre mit *St. annibill* etwa an der Basis des mittleren Callovium festlegbar. Da aber die Subzonen-Leitform *P. lanosus* fehlt, könnte man sogar mittleres oder oberes Oxfordium für diese Probe vermuten. Ähnliches gilt für die Proben EW311 und EW312. GAWLICK et al. (2010: 76) leiten demgegenüber, ohne nähere Begründung, aus denselben Daten eine Position in der *P. lanosus*-Subzone ab und grenzen sogar noch weiter ein auf „wahrscheinlich tiefstes Callovium, mittleres Callovium nicht ausgeschlossen“.

Im Fludergraben-Hauptprofil (Einsetzen des Radiolarits der Tauglboden-Formation) wurde hingegen jüngst *P. lanosus* in Probe D1029 gefunden (GAWLICK et al., 2010: 100). Wäre nicht die Ammonitenfauna in der unterlagernden Klaus-Formation bekannt, könnte man nur anhand der Radiolarienfauna auch den Beginn der Radiolarit-Sedimentation der Höherstein-Schichtfolge (Tauglboden-Formation) bereits innerhalb des Callovium vermuten.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass auch die Zonen-/Subzonengliederung nach GAWLICK et al. (2009) gegenüber den Unitary Association Zones hier keine schärfere zeitliche Fassung des Beginns der Radiolarit-Sedimentation ermöglicht und jedenfalls keine darauf begründete Unterscheidung zweier Radiolaritbecken belegen kann.

Zeitlicher Umfang der Radiolarit-Sedimentation

Soviel zum Beginn der Radiolarit-Sedimentation. Wie sehen nun die Obergrenze und damit der zeitliche Gesamtumfang des Radiolarits aus?

Aus dem Übergangsbereich (GAWLICK et al., 2007: 12) in die hangend folgenden Bankkalke der Oberalm-Formation des Höherstein stammt die Probe EW168, die jedoch nur eine arme Fauna mit *W. cf. carpathicum* enthält und damit nur eine recht grobe zeitliche Einordnung von UAZ 8–11 (= mittleres Callovium bis unteres Tithonium) erlaubt.

Am Südostfuß der Zwerchwand sind nach GAWLICK et al. (2010: 133) mit dem Haselgebirge dunkelgraue Radiolarite (Probe E111) vergesellschaftet, welche von diesen Autoren in das obere Callovium (= *W. carpathicum*-Subzone) gestellt werden. Für eine derartige Präzisierung müsste *P. lanosus* enthalten sein, die aber nicht angeführt wird. Für *Eucyrtidiellum circumperforatum* geben CHIARI et al. (2002: 66) in der Erstbeschreibung nach den begleitenden Radiolarien eine Reichweite von UAZ 5–7 (nach BAUMGARTNER et al., 1995) an. Zieht man die modifizierten Reichweiten (Abb. 3) zur Beurteilung der Begleitfauna heran, ergibt sich für *E. circumperforatum* als Schnittmenge UAZ 8. Die aufgelistete Fauna lässt sich damit in UAZ 8 (= mittleres Callovium bis unteres Oxfordium) einstufen.

Auf der Nordseite des Sandling kann die Probe D212 ebenfalls auf UAZ 8 (= mittleres Callovium bis unteres Oxfordium) eingeschränkt werden.

Auf der Sandling-Ostseite (ohne genauere Ortsangabe) sind die Kieselgesteine unterhalb der *Saccocoma*-Kalke (= Oberalm-Formation) mit der Probe HK1 (GAWLICK et al., 2010: 113) in UAZ 10 (= oberes Oxfordium bis unteres Kimmeridgium) bzw. in die *P. amphitrepta*-Subzone (= Kimmeridgium) zu stellen – zur Problematik des Ersteinsetzens von *P. amphitrepta* siehe oben.

Das Gros der bislang publizierten Radiolarienproben stammt hingegen aus Positionen innerhalb der Radiolaritabfolge und ergibt Altersdaten, die entweder auf UAZ 8 eingrenzbar sind oder eine größere Bandbreite aufweisen, die aber stets UAZ 8 einschließt – siehe Abbildungen 4 und 5. Faunen, die sicher und ausschließlich einer jüngeren oder älteren UA-Zone zuzuordnen wären, sind (mit Ausnahme von HK1) bislang nicht bekannt.

Die Ablagerung der Hauptmasse der Kieselgesteine mit ihren Brekzien und Großschollen ist somit in UAZ 8 zu stellen, wobei die Ammoniten aus der unterlagernden Klaus-Formation eine weitere Einschränkung auf (?oberstes Callovium bis) unteres Oxfordium erlauben – siehe dazu auch Abbildung 10. Ausschließlich in UAZ 9 (mittleres bis oberes Oxfordium) zu stellende Faunen sind nicht identifizierbar, die oben genannte Probe HK1 dürfte mit UAZ 10 den jüngsten Anteil (oberes Oxfordium oder unteres Kimmeridgium) erfasst haben.

Gesteine des höheren Oberjura

Die dem Radiolarit auflagernden pelagischen Bankkalke (= Oberalm-Formation) enthalten Skelettelemente der Schwebcrinoide *Saccocoma*, und zwar sowohl in der Schichtfolge des Höherstein (Probe 79/76, siehe Tafel 6/ Figs. 1–3; MANDL, 1982: 71) als auch des Sandling (Proben D 166, D 167 in GAWLICK et al., 2010: 111). *Saccocoma* tritt erfahrungsgemäß im Kimmeridgium schlagartig in Erscheinung und persistiert bis ins Tithonium. Radiolarien

aus den *Saccocoma*-Kalken der Sandling-Westseite werden von GAWLICK et al. (2010: 114, Probe D625) in das höhere Kimmeridgium bzw. in das Tithonium gestellt – die UAZ-Reichweiten der einzelnen Taxa ergeben leider keine eindeutige Schnittmenge.

Am **Sandling** setzen nach GAWLICK et al. (2007: 33ff., 2010: 111ff.) über den pelagischen Bankkalken, die feinkörnige Turbidite enthalten, abrupt proximale Riffschuttkalke der Plassen-Karbonatplattform ein, die keine pelagischen Zwischenschaltungen mehr enthalten. Die Schuttkalke beinhalten Klaster aus verschiedenen Faziesbereichen, vom Plattform-Hang bis zur Lagune. Autochthone Riffbildungen wurden bislang nicht beobachtet. Bei SCHÄFFER (1982) sind diese Gesteine in der Karte als Tressensteinkalk bezeichnet, die im Hangenden vom progradierenden Plassenkalk überdeckt werden sollen. Diese Bezeichnung wurde auch in der Kartenlegende von Abbildung 2 noch beibehalten. GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009) stellen allerdings die Berechtigung des Begriffes „Tressensteinkalk“ in Frage.

Bezüglich des Alters weisen laut GAWLICK et al. (2007: 51, 2010: 117) die Foraminifere *Protopeneroplis ultragranulata* und die Alge *Selliporella neocomiensis* (Probe D200) auf höheres Tithonium als Mindestalter hin, genauere Daten zum gesamten Altersumfang fehlen aber bislang.

Rund um das **Höherstein-Plateau** bilden die pelagischen Bankkalke (= Oberalm-Formation) die bewaldeten Flanken, die darüber aufragenden Felswände werden von geschichteten Schuttkalken der Plassen-Karbonatplattform gebildet – siehe dazu und zu den nachfolgenden Ausführungen GAWLICK et al. (2007: 26ff., 2010: 117ff.). Im Gegensatz zum Sandling finden sich hier noch weiterhin Zwischenlagen pelagischer Kalkbänke, weshalb die bisher als Tressensteinkalk benannten Gesteine von den genannten Autoren als Barmsteinkalk-Lagen in der Oberalm-Formation bezeichnet werden. Im nordwestlichsten Abschnitt des Höherstein-Plateaus sind in den pelagischen Bankkalken nochmals Brekzien und Olistolithe von triassischem Dachsteinkalk eingelagert (lagunäre Fazies mit *Triasina hantkeni*, z.B. Proben D103, 106, 107, 108, 109, 111).

Bezüglich des Alters geben Calpionellen aus den pelagischen Zwischenschaltungen (Proben D58, A3181) mit *Crassicollaria intermedia* einen Hinweis auf oberes Tithonium. Sonderbarerweise werden diese Proben bei GAWLICK et al. (2007: 26) der „nordwestlichen und südöstlichen Basis“ des Höherstein-Plateaus zugeordnet, obwohl der Probenlageplan derselben Autoren (2007: Abb. 11) diese Probennummern eindeutig auf der Plateau-Hochfläche und damit im höheren Abschnitt der Schuttkalke verortet. Die Foraminifere *Freixiliana planispiralis* (Probe A3189) indiziert im Wesentlichen Tithonium, während *Protopeneroplis ultragranulata* (Probe D64) bis in die Unterkreide reicht – siehe GAWLICK et al. (2007: 29). In jedem Fall ist ein obertithoner Anteil der Schuttkalke des Höherstein belegt, und damit eine zumindest teilweise Altersgleichheit mit den Schuttkalken des Sandling gegeben.

Die westliche Fortsetzung der Schuttkalke („Barmsteinkalk“) des Höherstein bilden **Tauern**, **Rosenkogel** und **Zwerchwand** sowie in weiterer Folge **Ewige Wand** und **Jochwand**, wobei zwischengeschnittene Mikrite mit *Crassicollaria intermedia* auch in Zwerchwand und Ewiger Wand gefunden wurden – vgl. GAWLICK et al. (2010: 117ff.).

Trotz der stets betonten tektonischen Trennung (große Seitenverschiebung) zwischen Sandling und Höherstein und

der Zugehörigkeit dieser Bergstöcke zu zwei unterschiedlichen Jura-Becken, konstatieren GAWLICK et al. (2007: 49, 51) eine gute Übereinstimmung im Faunen- und Floren-Inventar dieser Oberjurakalke. Sowohl stratigraphische als auch biofazielle Unterschiede können somit im Oberjura als Unterscheidungsmerkmal für zwei getrennte Jura-Becken nicht geltend gemacht werden. Die Höherstein-Schichtfolge weist lediglich eine mehr distale Position bezüglich der Oberjura-Karbonatplattform auf, was sich in der gelegentlichen Zwischenschaltung der Calpionellen führenden Mikrite äußert.

Jurassische und jüngere tektonische Bewegungen

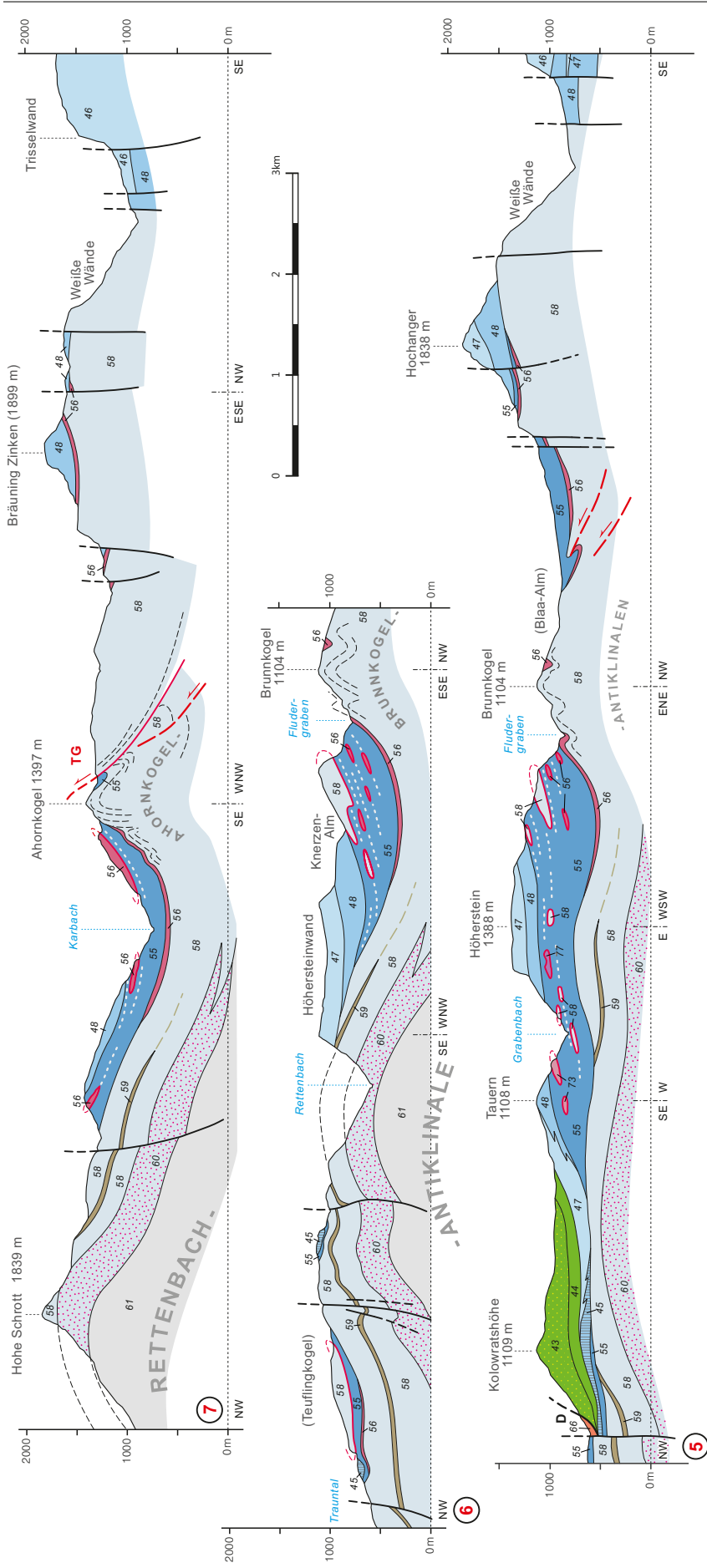
Der Großraum Bad Ischl–Bad Aussee wurde ab dem Jura mehrfach von tektonischen Bewegungen erfasst, wie sowohl im Großbereich aus dem Kartenbild, als auch im Aufschlussbereich in Form von Faltung, Zerschering und Bruchtektonik erkennbar ist.

Eine erste tektonische Umgestaltung begann mit der Absenkung des Ablagerungsraumes in eine Tiefe, die zur Radiolaritbildung führte. Aus der räumlichen Anordnung der triassischen bis jurassischen Gesteine wird erkennbar, dass der Radiolarit einem Relief der älteren Gesteine auflagert – die Absenkung war offenbar von einer beginnenden Einengung begleitet. Im großen Maßstab sind hier die **Rettenbach-Antiklinale** und das **Brunnkogel-Ahornkogel-Antiklinalsystem** zu nennen – vgl. dazu die Profilschnitte 5 bis 7 in Abbildung 7.

Im Rettenbachtal ist im Kartenbild (Abb. 2 und SCHÄFFER, 1982) eine weitgespannte Antiklinale erkennbar, die bereits vor dem Oberjura angelegt wurde: quer zu einer Nordost-Südwest streichenden und nach Südwest abtauchenden Aufwölbung der Obertriassschichtfolge sind hier „Oberrhätkalk“, Kössen-Formation, Dachsteinkalk und Plattenkalk erosiv angeschnitten und werden von Oberalm-Formation und Tressenstein-/Barmsteinkalk diskordant überlagert – siehe dazu auch Abbildung 7. Ob die Erosion hier unter subaerischen Bedingungen erfolgte, ist bisher nicht untersucht.

Die „Singereben-Teufingkogel-Deckscholle“ (LEISCHNER, 1959: 77ff.) dürfte eine von der Nordwestflanke dieser Antiklinale entlang der mergeligen Kössen-Formation abgeglittene Gesteinsmasse bilden. Die Dachsteinkalk-Olistolithe im Grabenbachtal könnten hingegen von der Südostflanke stammen; südvergente Gleitfalten im Radiolarit zwischen Dachsteinkalk-Olistolithen im Bachbett bei Grabenbach-Klausen legen eine derartige Herkunftsrichtung nahe (Tafel 7/Figs. 1–2). Die ausgedehnte Knerzenalm-Gleitmasse und ihre Äquivalente im Umfeld des Pitzingmoos sind wohl eher als Fortsetzung jenes Schollenschwarms zu verstehen, der dem Nordwestrand der Totes-Gebirge-Decke vorgelagert ist. Im nordwestlichsten Teil des Toten Gebirges sind ja sporadisch letzte südliche Ausläufer der Kössen-Formation (Hochalm-Member) dem Dachsteinkalk zwischengelagert, wie sie in den Gleitmassen angetroffen wurden; dieses Areal kommt damit als Herkunftsgebiet prinzipiell in Frage.

Die Totes-Gebirge-Decke selbst scheint sich aus dem enggepressten Antiklinalsystem im Dachsteinkalk von Brunnkogel und Ahornkogel zu entwickeln, also ein bereits im Zuge der Juratektonik angelegter Deckenkörper zu sein (siehe Abb. 7). Das lückenhafte Auftreten der Jurarotkalke



- Unterkreide
- 43 Roselfeld-Formation
 - 44 Schrambach-Formation
 - 45 Bunter Oberjurakalk („Rettenbachschichten“)
 - 46, 47 Tressensteinkalk (47) und Plassenkalk (46) der Trisselwand
 - 48 Oberalm-Formation
 - 55 Radiolarit-Gruppe mit Brekzien aus der Dachstein-Fazies
 - 54 „Allgäu-Formation“ (mergelig)
 - 56 Rotkalk (Hieratzkalk Adnet-, Klaus-Formation)

- Trias
- 58 Dachsteinkalk
 - 59 Kössen-Formation
 - 60 Dachsteinkalk dolomitisiert („Plattenkalk“)
 - 61 Hauptdolomit

- Trias
- 73 in Hallstätter Fazies
 - 77 in Hallstätter Kalk (Obertrias)
 - 77 in Hallstätter Kalk (Mitteltrias)
 - Perm
 - 66 Haselgebirge

Die Nummern und annähernd auch die Farben der Schichtglieder entsprechen jenen in der Geologischen Karte Blatt 96-Bad Ischl (SCHÄFFER, 1982).

Störung (sicher, vermutet)
 D Kretazische Überschiebungsfäche der Dachstein-Decke
 Umgrenzung jurassischer Gleitmassen
 Jurassisch(?) angelegte Überschiebungsfäche der Totes-Gebirge-Decke

Profilschnitte durch das westlichste Tote Gebirge

Lage der Profilschnitte siehe Abb.1
 GERHARD W. MANDL, 2013

Abb. 7. Profilschnitte durch das westlichste Tote Gebirge.

und die stellenweise direkte Auflagerung des Radiolarits auf dem Dachsteinkalk sprechen für eine derart frühe Aufwölbung. Bei fortschreitender Einengung bildete sich aus einem zerscherten und anfangs nur randlich überschobenen Antiklinalsystem in der streichenden Fortsetzung gegen Nordosten hin eine Überschiebungsfläche, an der schließlich mitteltriassische Gesteine auf obertriassische überschoben sind – vgl. Geologische Karte Grünau im Almtal, EGGER & VAN HUSEN (2007).

Die Mobilisierung der Hallstätter Gesteine, die zur jurassischen Deckenbildung führte, wird heute auf plattentektonische Ursachen zurückgeführt, wobei der genauere Ablauf noch umstritten ist; im Laufe der letzten Jahre wurden verschiedene Modelle von Subduktionszonen und/oder Seitenverschiebungen diskutiert – NEUBAUER (1994), SCHWEIGL & NEUBAUER (1997), FRISCH & GAWLICK (2001, 2003), GAWLICK & FRISCH (2003), FRANK & SCHLAGER (2006), MISSONI & GAWLICK (2011a, b). Unter anderem wird auch eine jurassische Obduktion ozeanischer Kruste (Neotethys/Meliata-Hallstatt-Ozean) auf den ostalpinen Schelf angenommen (z.B. SCHMID et al., 2008; SCHUSTER & STÜWE, 2010), die bereits im Oberjura (Sillenkopf-Formation, vgl. MISSONI & GAWLICK, 2011a, b) oder spätestens ab der Unterkreide (FAUPL & POBER, 1991) als Liefergebiet für ophiolithischen Detritus (Chromspinell im Schwermineralspektrum) fungierte.

Im Laufe des Oberjura wurde der Radiolarit durch zunehmend karbonatische Sedimentation im Zuge des Aufbaues neuer Karbonatplattformen (Plassenkalk) abgelöst. Deren Entwicklungsdynamik – über eine anfängliche Verflachung hin zum finalen „Ertrinken“ der Plattform – spiegelt offenbar anhaltende tektonische Aktivität wider, siehe GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006). Das bisherige Bild tektonischer Ruhe zwischen der früh-oberjurassischen Gleittektonik und der einsetzenden alpidischen Deckentektonik in der Unterkreide trifft diesen Daten zufolge offenbar nicht zu.

Das „Ertrinken“ der Karbonatplattformen kulminiert in der Unterkreide in der Bildung der Tiefwasserablagerungen der Rossfeld-Formation. Deren Sedimentation wird im zentralen Salzkammergut durch die Überschiebung höherer tektonischer Einheiten (Dachstein-Decke) vermutlich im oberen Hauterivium beendet – MANDL & LOBITZER (2012: 85). Die zunehmende Kornvergrößerung und die Beteiligung von metamorphen und ultrabasischen Gesteinen (Schwermineralspektrum der Sandsteine) soll den beginnenden „eo-alpidischen“ Deckenbau widerspiegeln – vgl. FAUPL & TOLLMANN (1979), DECKER et al. (1987), FAUPL & WAGREICH (1992). Dieser erfasste nicht nur die kalkalpinen Sedimentgesteine, sondern auch deren kristallinen Sockel, also die ausgedünnte kontinentale Kruste, in Form einer „Intrakontinentalen Subduktion“ – STÜWE & SCHUSTER (2010).

Die mit dieser Überschiebung verbundene Einengung in der tektonisch tieferen Gesteinsabfolge wird für das Zerbrechen der dortigen dickbankig-massigen Tressensteinkalk/Plassenkalk-„Platte“ (Rosenkögel, Zwerchwand, Tauern, Höherstein) und für die intensive Faltenbildung in den unterlagernden, gut gebankten Kalken der Oberalm-Formation verantwortlich sein; erkennbare Abschiebungen in der Tressensteinkalk-Platte des Höherstein sind mutmaßlich mit dieser Stauchung und Aufwölbung der Oberalm-Formation zu korrelieren – vgl. Tafel 8/Figs. 1–3. Wieweit diese Stauchung auch den Radiolarit erfasst und sedimentäre Gleitfalten darin überprägt hat, ist bisher nicht untersucht.

Wesentlichen Einfluss auf die heutige Geometrie des Kalkalpinen Deckenstapels hatte zuletzt die sprödetektonische Zerlegung entlang NW–SE streichender Störungen wie der dextralen post-mittelozeänen Wolfgangsee-Störung und entlang den WSW–ENE streichenden, hauptsächlich sinistralen, miozänen Salzach-Ennstal- („SEMP“), Innsbruck-Amstetten- („ISAM“) und Königsee-Lammertal-Trauntal- („KLT“) Störungssystemen. Unter Berücksichtigung dieser Seitenverschiebungen haben FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4) eine Rekonstruktion des oligozänen Stadiums des kalkalpinen Deckenbaues versucht. Anmerkungen dazu siehe unten.

Diskussion der Ergebnisse

GAWLICK et al. (2007, 2010) wollen die kieselig-radiolaritische Gesteinsabfolge nördlich von Raschberg und Sandling aufgrund der unterschiedlichen Herkunft ihrer klastischen Einlagerungen zwei unterschiedlichen Jura-Becken zuordnen: einem nördlichen Becken mit Tauglboden-Formation (mit Klasten aus dem Dachstein-Faziesraum) und einem südlichen Becken mit der neu definierten Sandlingalm-Formation (mit Klasten aus dem Hallstätter Faziesraum). Die beiden Beckenfüllungen hätten ihre heutige Nachbarschaft erst im Zuge einer Seitenverschiebung erlangt. Laut GAWLICK et al. (2003: 75) soll die Bewegung an dieser **Seitenverschiebung** vermutlich im Miozän erfolgt sein. Eine derart bedeutende und vergleichsweise junge Seitenverschiebung müsste sich allerdings in den umrahmenden Gesteinen fortsetzen; derartiges ist im geologischen Kartenbild aber nicht erkennbar – vgl. dazu die Abbildungen 1 und 2, sowie SCHÄFFER (1982). Auch in den Übersichtsdarstellungen der tektonischen Großblöcke und deren begrenzenden (miozänen und älteren) Störungssystemen bei FRISCH & GAWLICK (2003), GAWLICK et al. (2003, 2007, 2010) ist eine Seitenverschiebung dieser Raumlage kinematisch nicht sinnvoll einzubinden und auch nicht dargestellt – vgl. Abbildung 8.

Die vorliegende Untersuchung des **Gesteinsspektrums der Brekzienkomponenten und Olistolithe** im Radiolarit zeigt gegenüber den lithostratigraphischen Zuordnungen in der Geologischen Karte von SCHÄFFER (1982) einige Unterschiede, die jetzt mikropaläontologisch belegt werden können. So sind einige Olistolithe auf der Süd-, insbesondere aber auf der Westseite des Höherstein keine Hallstätter Kalke, sondern Dachsteinkalk; andererseits konnten aber auch zusätzliche Olistolithe und Brekzien aus dem Dachstein-Faziesraum weiter südlich als bisher bekannt aufgefunden werden.

Insgesamt zeigt sich trotz dieser Korrekturen weiterhin eine derart verschränkte räumliche Anordnung der beiden Gesteinsgesellschaften, dass keine Trennung und strikte Beschränkung auf jeweils nur eine Seite der von GAWLICK et al. (2003, 2007) postulierten Seitenverschiebung möglich ist – vgl. dazu Abbildung 9. Es spricht nichts dagegen, dass im dargestellten Kartenausschnitt alle Brekzien und Olistolithe zur Sedimentfüllung ein und desselben Radiolaritbeckens gehören.

Das Argument eines zeitlich unterschiedlichen Beginnes der **Radiolarit-Sedimentation** ist eng verknüpft mit der Radiolarienstratigraphie. Die Arbeitsgruppe um GAWLICK und SUZUKI hat dazu seit 1999 zahlreiche Profile in den Kalkalpen aufgenommen und auf ihre Faunenvergesell-

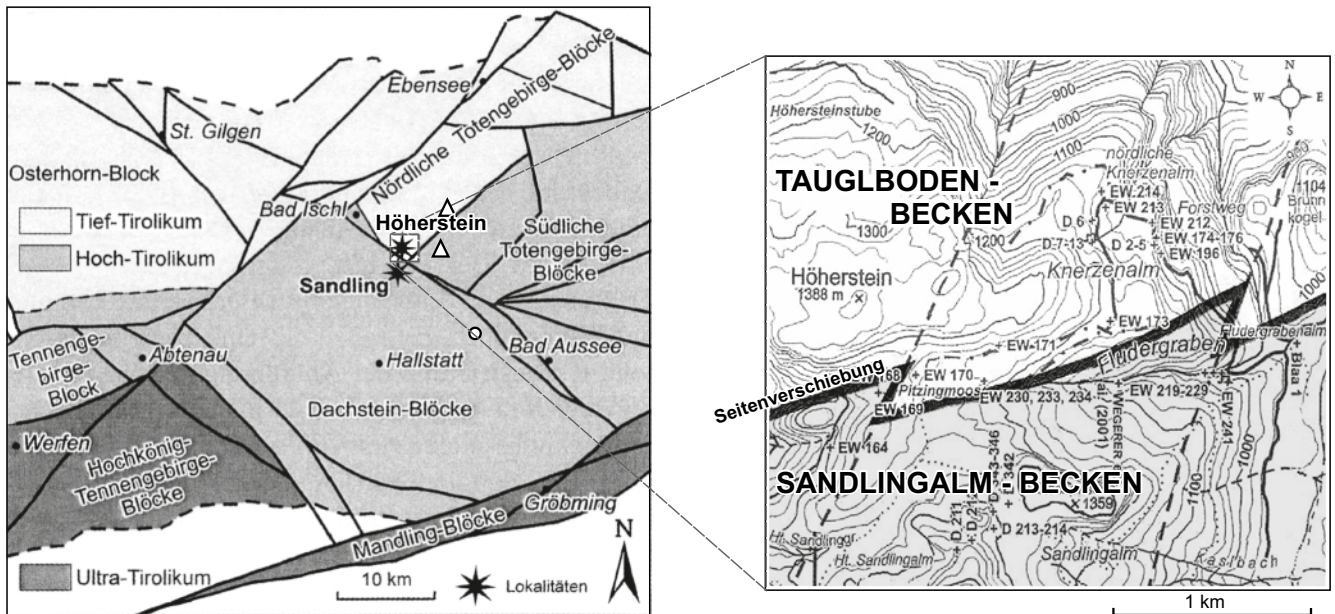


Abb. 8. Heutige Blockkonfiguration des Salzammerguts und Verlauf der tektonischen Grenze (Bild rechts) zwischen Höherstein („Tauglboden-Becken“) und Sandling („Sandlingalm-Becken“), beide nach GAWLICK et al. (2007: Abb. 2A, 4). Grauschattierung und Beschriftung ergänzt. Man beachte: Der postulierte Verlauf der bedeutenden, mutmaßlich miozänen Seitenverschiebung zwischen den beiden Jura-Becken (rechtes Bild) findet sich nicht in den Störungssystemen des Salzammerguts (linkes Bild) wieder. Allerdings ist die Lagerichtigkeit der Lokalitäten offenbar mit Vorsicht zu betrachten, da diese in diversen publizierten Versionen dieser Abbildung an verschiedenen Stellen aufscheinen. In GAWLICK et al. (2012: Fig. 78 A) sind Sandling und Höherstein beispielsweise an den hier mit Dreiecken markierten Positionen verortet. Auch der Ort Bad Aussee variiert in der Lage.

schaftungen untersucht. Das offenbar reiche Probenmaterial war Anlass für diese Autoren, die Reichweite verschiedener Taxa innerhalb der **Unitary Association Zones** von BAUMGARTNER et al. (1995) für den kalkalpinen Raum zu modifizieren. Eine hier gegebene Zusammenstellung dieser über Jahre hinweg erfolgten Änderungen lässt jetzt erkennen, dass die Altersaussagen in älteren Publikationen kritisch gesehen werden müssen. Die konsequente Anwendung der aktualisierten Reichweiten (Abb. 3) lässt keinen Altersunterschied in jenen Proben erkennen, die als Basis der beiden Radiolaritabfolgen bezeichnet werden – siehe Abbildung 10. Die Hauptmasse aller enger eingrenzbarer Radiolaritproben kann in die Radiolarienzone UAZ 8 eingestuft werden, liegt also entsprechend diesem Zonenkonzept irgendwo innerhalb des Zeitabschnittes mittleres Callovium bis unteres Oxfordium. Eine weitere Eingrenzung des Beginns der Radiolaritbildung erlaubt die kleine Ammonitenfauna aus der unterlagernden Klaus-Formation im Fludergraben, die oberstes Callovium anzeigt (MANDL, 1982). Der Radiolarit beginnt demgemäß im (?obersten Callovium oder) unteren Oxfordium.

Der Versuch, die relativ grobe Zeitgliederung auf Basis der Unitary Association Zones durch eine eigene Gliederung nach **Reichweiten(Range)-Zonen** zu verfeinern – SUZUKI & GAWLICK (2003a, b) bzw. GAWLICK et al. (2009) – erscheint wenig überzeugend, weist er doch im Hinblick auf die chronostratigraphische Korrelation eine Reihe von nicht näher begründeten Annahmen auf. Im Übrigen ergeben sich aus der Anwendung dieser Gliederung auf die gegenständlichen Radiolaritproben auch keine zeitlichen Unterschiede im Beginn der Radiolaritbildung.

Die von GAWLICK et al. (2007, 2009) angeführten Argumente zur Unterteilung der kieseligen Juragesteine im Raum Sandlingalm–Blaa-Alm in eine Tauglboden-Formation nördlich und eine Sandlingalm-Formation südlich einer jungen, ?miozänen Störungszone verlieren diesen

Ergebnissen zufolge ihre Grundlage. Damit wird der Begriff „Sandlingalm-Formation“ obsolet. Die hypothetische, trennende Seitenverschiebung wird damit überflüssig, sie kann im geologischen Kartenbild ohnehin nicht gefunden werden.

Die bisher als Sandlingalm-Formation bezeichnete Gesteinsabfolge kann der Strubberg-Formation zugeordnet werden. Der von GAWLICK & SUZUKI (1999: Fig. 13) mit UAZ 7 angegebene Sedimentationsbeginn der Strubberg-Formation im Lammertal lässt sich bei einer Revision ihrer basalen Radiolarienfauna gemäß der korrigierten Radiolarienzonen in Abbildung 3 in der liegendsten Probe leider nicht genauer als UAZ 5–8 einstufen, die beiden darüber folgenden Proben ergeben aber bereits UAZ 8, wie im Sandling-Gebiet.

Ausgehend von ihrer Entwicklungsgeschichte der Radiolaritbecken wurde von der Leobener Arbeitsgruppe auch eine neue Interpretation der tektonischen Entwicklung des Kalkalpen-Mittelabschnittes gegeben. Dabei werden die paläo- bis neogenen Seitenverschiebungen zur Rekonstruktion des oligozänen Stadiums des kalkalpinen Deckenbaues berücksichtigt und neu definierte Strukturelemente vom Berchtesgadener Raum bis ins Tote Gebirge korreliert – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4). Ein wesentliches Element ist in diesem Modell die **Trattberg-Schwelle**, die ab dem frühen Oxfordium als Hochzone und Liefergebiet für den Detritus im Tauglboden-Becken wirksam wird. Daraus entwickelt sich bei weiterer Einengung die Trattberg-Überschiebung, die ein „Tief-Tirolikum“ (Osterhorn-Gebiet; Tauglboden-Becken) von einem „Hoch-Tirolikum“ (Tennengebirge, Einberg-Zug; Lammertal/Strubberg-Formation) trennen soll. Auf dem Kartenblatt 96 Bad Ischl wird die Nordbegrenzung des „Southern Totengebirge Blocks“ als östliche Fortsetzung der Trattberg-Überschiebung angesehen – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 5).

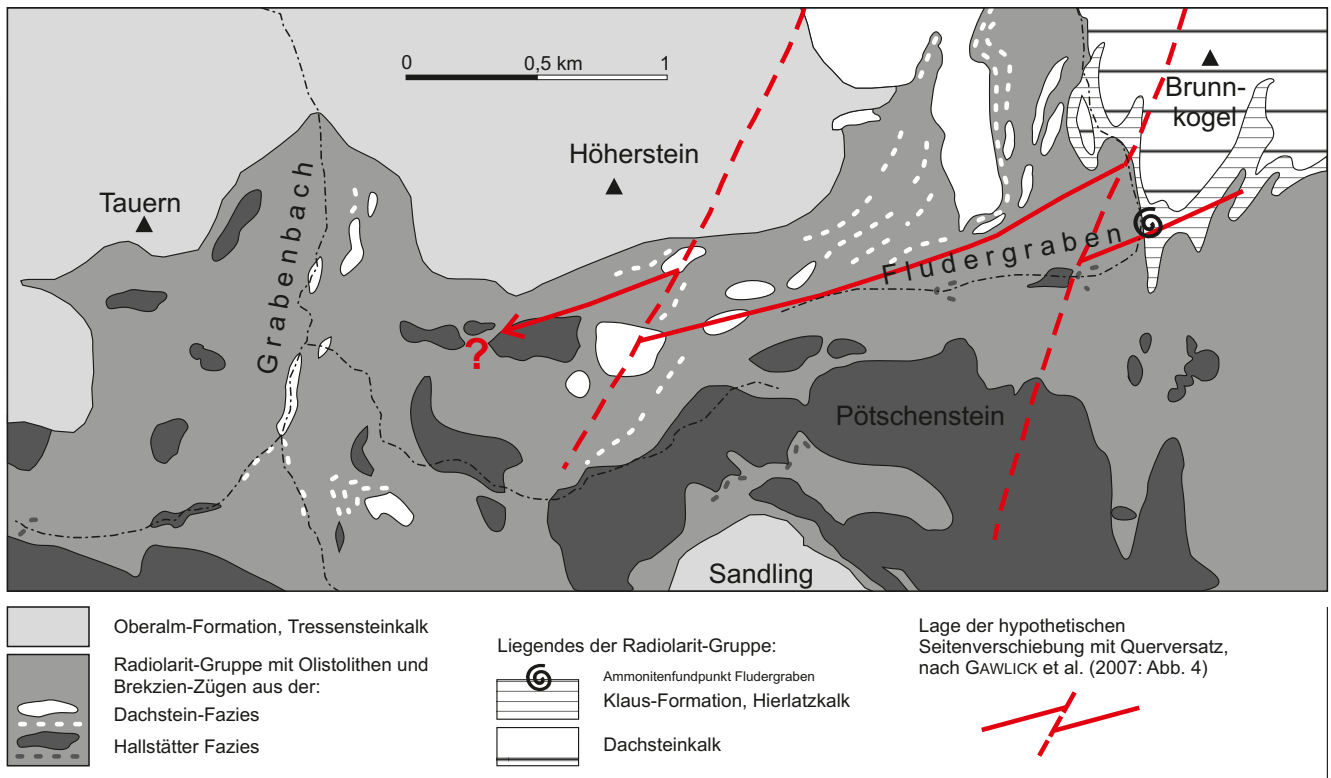


Abb. 9.

Die Olistolithe aus den beiden Herkunftsgebieten „Dachstein-Fazies“ und „Hallstätter Fazies“ lassen sich nicht auf jeweils nur eine Seite der hypothetischen Seitenverschiebung beschränken, insbesondere wenn man das westlich anschließende Gebiet berücksichtigt. Dort wird auch die Fortsetzung der Seitenverschiebung in der Originalarbeit nicht dargestellt (siehe Abb. 8). Die Seitenverschiebung durchschneidet auch die südabtauchenden Brunnkogel-Antiklinalen, ohne dass ein Versatz sichtbar wäre. Analoges gilt für die Querstörungen. Das geologische Kartenbild bietet keine Anhaltspunkte für die Existenz der postulierten Seitenverschiebung.

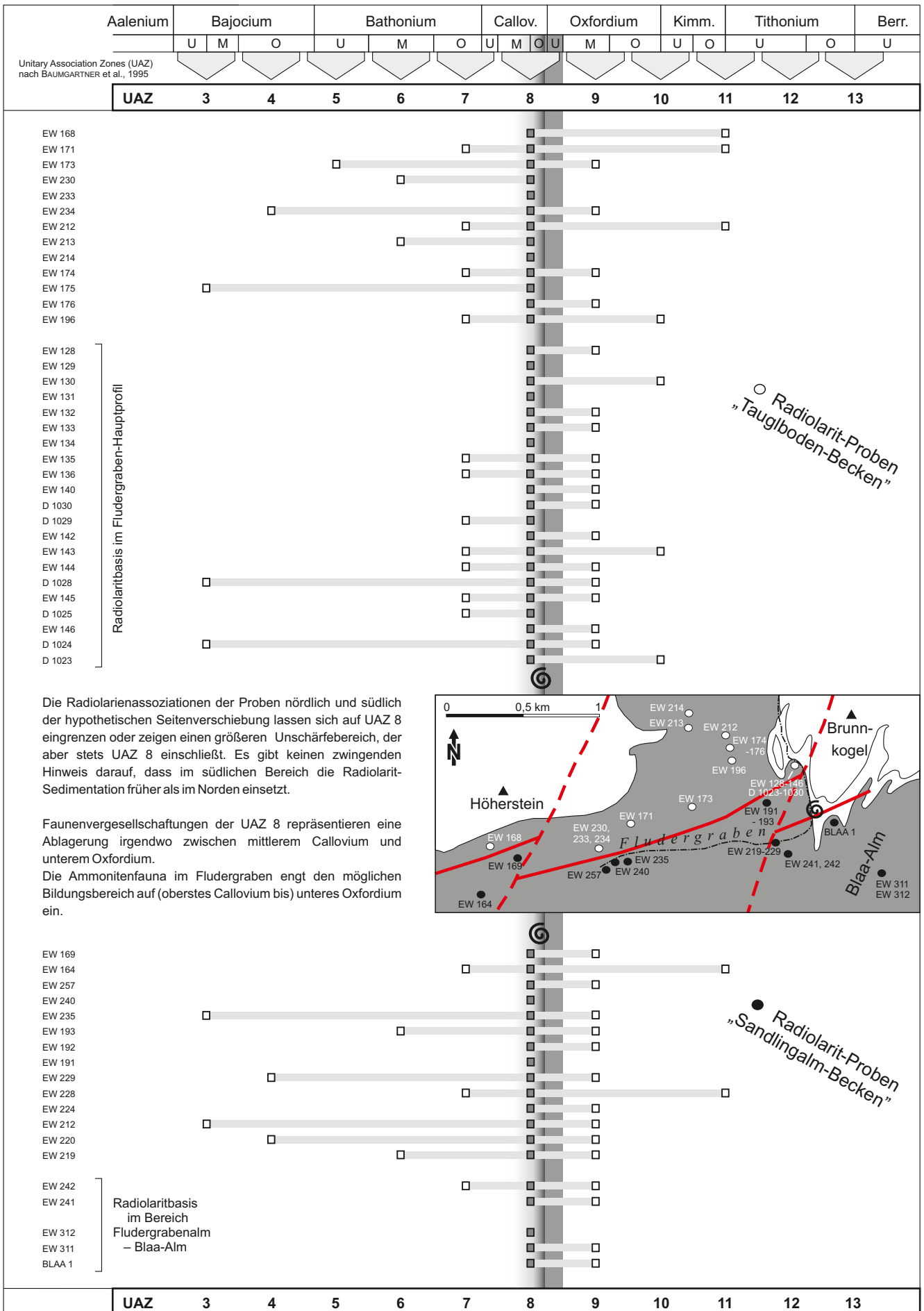
Es erscheint aber auch eine andere Korrelation möglich: Die Trattberg-Schwelle zeigt ja aufgrund ihrer jurassischen Hochlage eine teilweise Abtragung der obertriassisch-jurassischen Schichtfolge bis unter das Niveau der Kössen-Formation. Über dieses Relief transgredieren örtlich die oberjurassische Oberalm-Formation oder direkt die unterkretazische Schrambach- und Rossfeld-Formation – siehe geologische Karten St. Wolfgang und Hallein, PLÖCHINGER (1982, 1987). Ein vergleichbares Bild bietet die Rettenbach-Antiklinale östlich Bad Ischl. Auch hier sind im Schwellenscheitel Gesteine bis unter die Kössen-Formation abgetragen und finden sich als Brekzienkomponenten und (Groß-)Olistolithe in den kieseligen Sedimenten an den Antiklinal-Flanken. Die nordwestliche Flanke leitet zu einem jurassischen Beckenbereich mit geringmächtigen Rotkalken, mergeligen Gesteinen der Allgäu-Formation und Radiolarit mit der auflagernden „Singereben-Teufingkogel-Scholle“ aus lagunärem Dachsteinkalk mit Kössener Einschaltungen über, der einem Ausläufer des Tauglboden-Beckens entsprechen könnte. An die Südostflanke schließt hingegen jene Rotkalk-Radiolaritabfolge an, die sowohl Olistolithe vom Schwellenscheitel in Dachsteinkalk-Fazies, als auch die ausgedehnten Gleitmassen von Hallstätter Gesteinen des Raschberg-Sandling-Gebietes beinhaltet und als Fortsetzung der Strubberg-Formation des Lammerbeckens betrachtet werden kann.

Die mutmaßlich bereits jurassisch einsetzende Überschiebung der **Totes-Gebirge-Decke** läuft hingegen nach Südwesten im Faltenbau der Brunnkogel-Ahornkogel-Antiklinalen aus, und hat daher wohl keine Entsprechung zwischen Lammertal und Trattberg-Gebiet. Die Oberalm-Formation des Rosenkogels, Tauern und Höhersteins transgrediert dann gleichermaßen über das Erosionsrelief der Rettenbach-Antiklinale, wie auch über die beiden angrenzenden Radiolaritbecken, und trägt ihrerseits die unterkretazische Schrambach- und Rossfeld-Formation. Eine vergleichbare Abfolge zeigt der Einbergzug (Stirnbereich der Trattberg-„Überschiebung“) nördlich des Lammertales.

Ein eigener Themenkreis ist die **Dachstein-Decke**, die im Modell von FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4) keine eigenständige Decke des Juvavischen Deckensystems, sondern einen störungsbegrenzten Block innerhalb einer „Upper Tirolic nappe“ darstellen soll. Aus der Sicht des hier besprochenen Raumes kann dazu nur festgehalten werden, dass die Auflagerung der Dachstein-Decke auf der unterkretazischen Schrambach- und Rossfeld-Formation südöstlich Bad Ischl, bzw. in der östlichen Fortsetzung auf den Hallstätter Gesteinen der Goisern-Aussee-Decke unzweifelhaft durch Bohrungen belegt ist – vgl. dazu Abbildung 1 und insbesondere die Profilschnitte in MANDL et al. (2012: Taf. 1, 2). Eine Diskussion des weiteren Verlaufes der Deckengrenze übersteigt aber Thema und Rahmen der vorliegenden Arbeit.

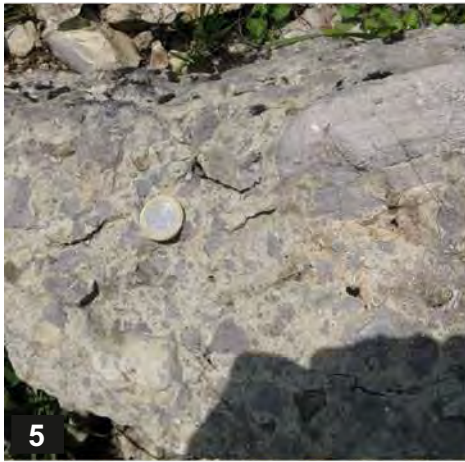
Abb. 10.

Altersverteilung von Proben aus der Radiolaritgruppe im Umfeld des Fludergrabens und der Blaa-Alm. ▶



Brekzien und (Groß-)Olistolithe aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

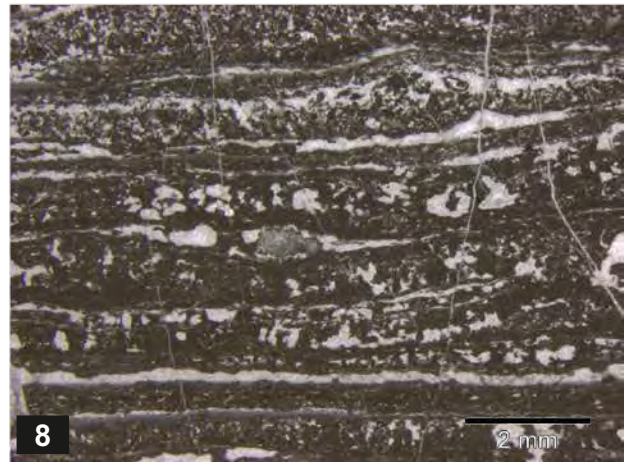
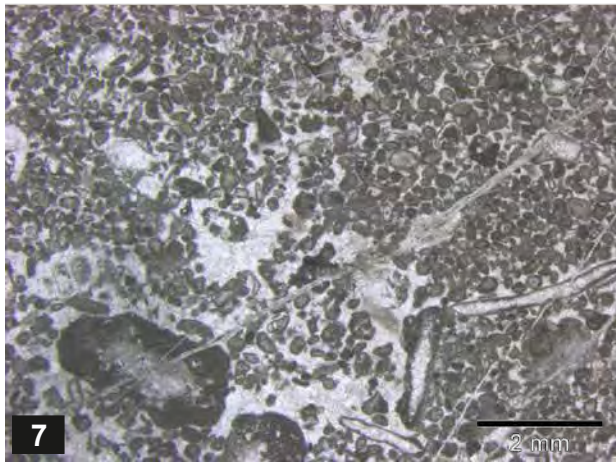
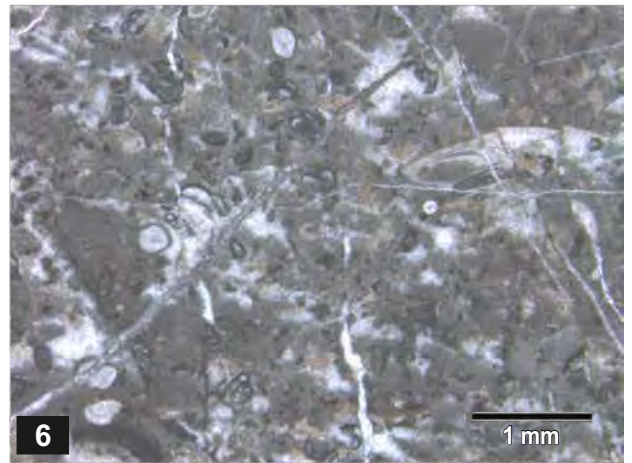
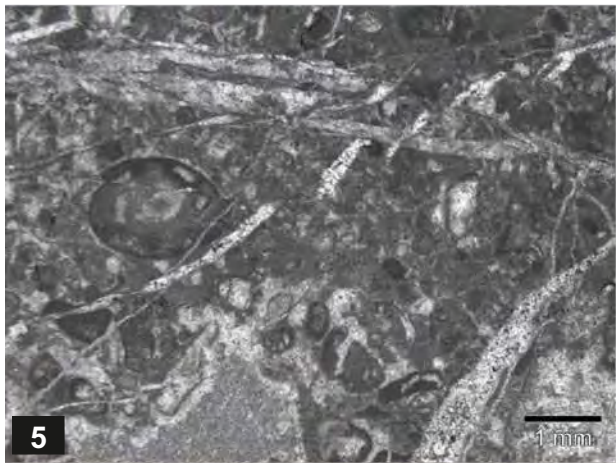
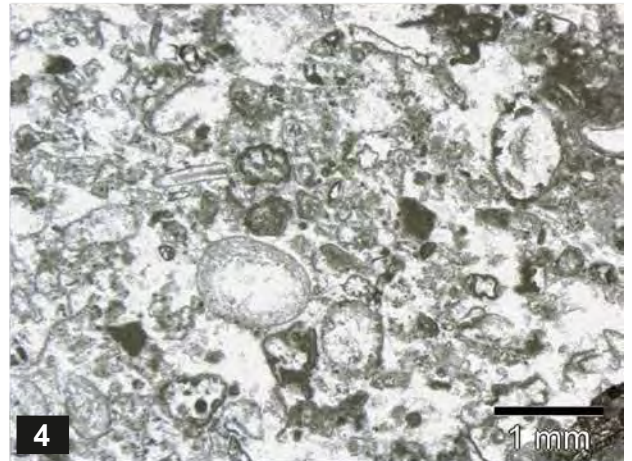
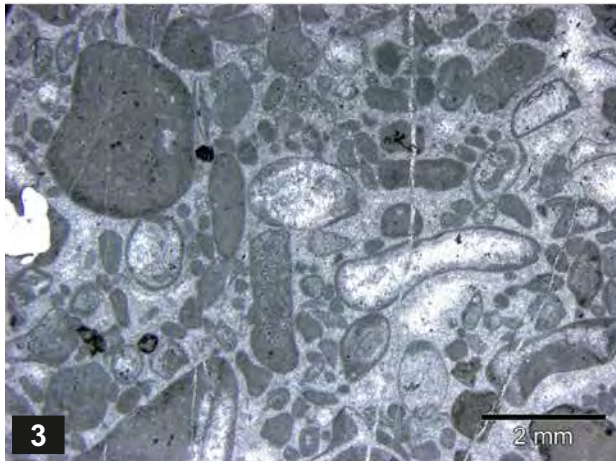
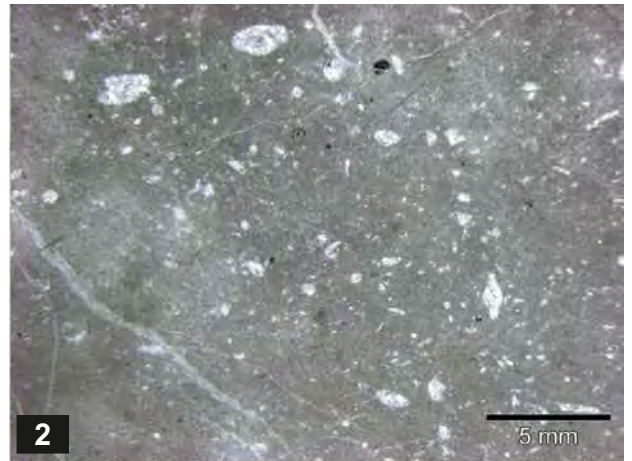
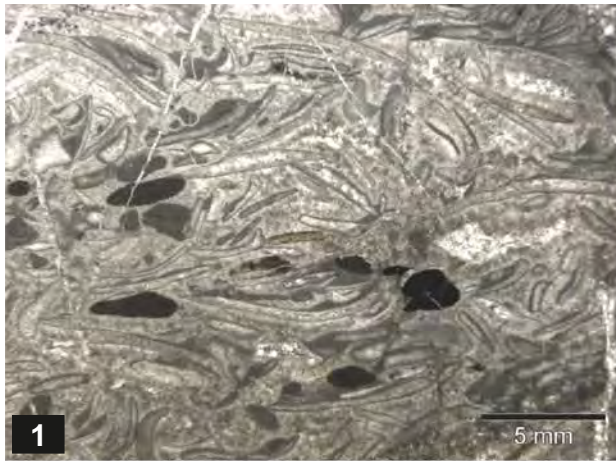
- Fig. 1: Brekzienkörper im Radiolarit, Forststraßenabzweigung zur Knerzenalm.
- Fig. 2: Detail zu Fig. 1, Auflagerung auf dünnbankigem Radiolarit (Probenpunkt EW 214).
- Fig. 3: Südende der Knerzenalm-Gleitmasse (lagunärer Dachsteinkalk), Auflagerung auf Radiolarit mit Karbonatdetrituslagen. Der nach Osten (rechts) folgende Bereich mit Olistolithen aus Rotkalken des Pliensbachium ist derzeit nicht aufgeschlossen – vgl. MANDL (1982: Abb. 2).
- Fig. 4: Detail zu Fig. 3: grobe Dachsteinkalkbrekzie in Radiolaritmatrix an der Basis der Gleitmasse. Größte Komponente etwa 10 cm.
- Fig. 5: Detail zu Fig. 3: Dachsteinkalk-Komponenten in toniger Matrix; partielle Verkieselung zeichnet Loferitgefüge nach (Komponente rechts oben).
- Fig. 6: Detail zu Fig. 3: gradierter Kalkturbidit mit einigen aufgearbeiteten Radiolaritkomponenten.
- Fig. 7: Detail zu Fig. 3: zwei gradierte Turbiditlagen, hangend Andeutung von convolute bedding in verkieseltem Siltlaminit. Bankdicke ca. 10 cm.
- Fig. 8: Matrixfreie Brekzie aus lagunärem Dachsteinkalk, vereinzelt Jura-Rotkalken und Radiolaritbruchstücken, Stylokontakte zwischen den Komponenten. Lokale Verkieselung der Kalkkomponenten zu Gruppen von Hornsteinkügelchen konzentriert (oben Mitte); Forststraße westlich Pitzingmoos-Jagdhütte.
- Fig. 9: Detail zu Aufschluss Fig. 8: Dachsteinkalk-Komponente mit rekristallisiertem und teilweise verkieseltem ästigem Korallenstock. Die weiß/rosa/rot gebänderte Komponente daneben entstammt „Member A“ der Loferer Dachsteinkalk-Zyklik.



Tafel 2

Dachsteinkalk der Brekzien und Olistolithe

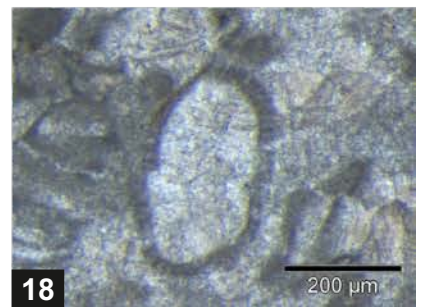
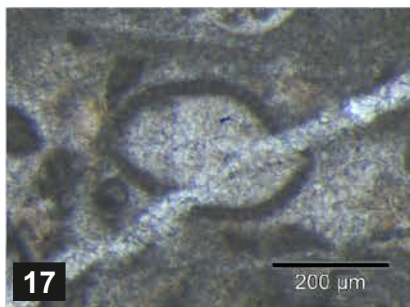
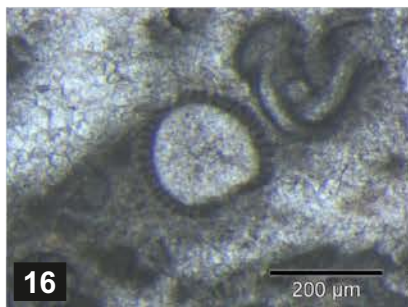
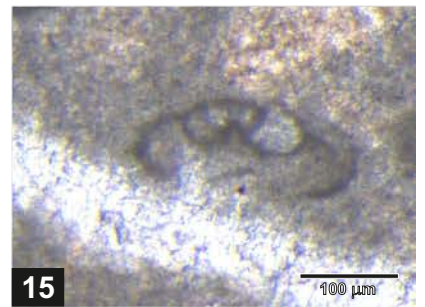
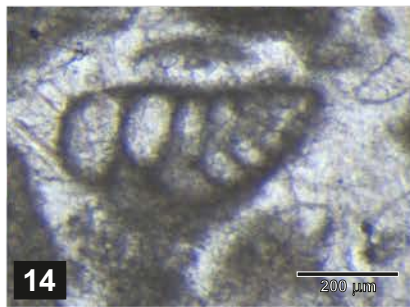
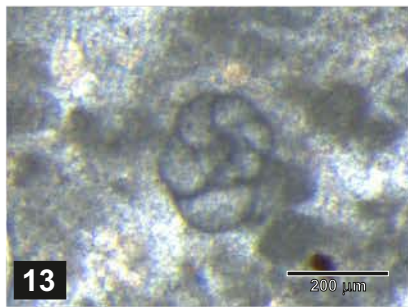
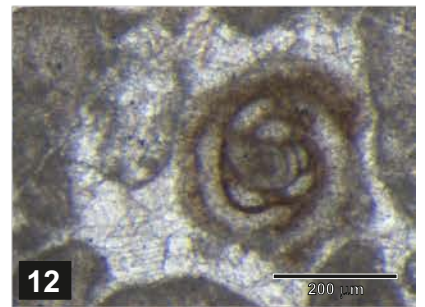
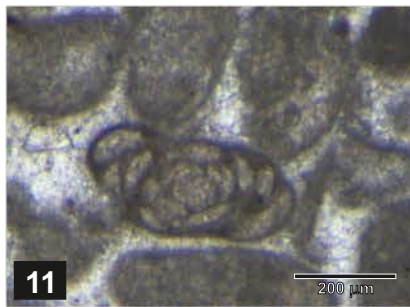
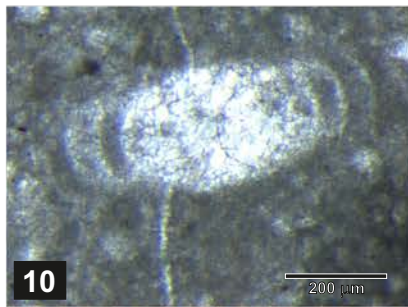
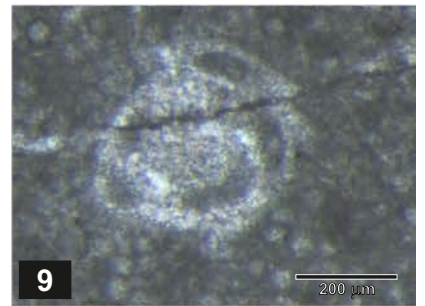
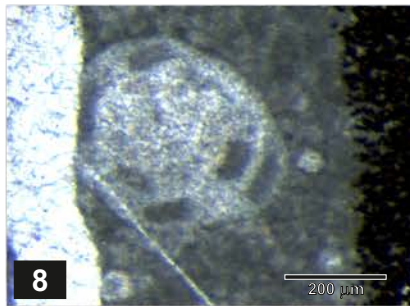
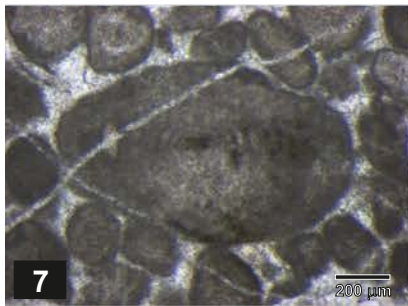
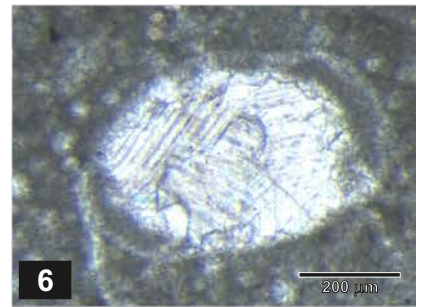
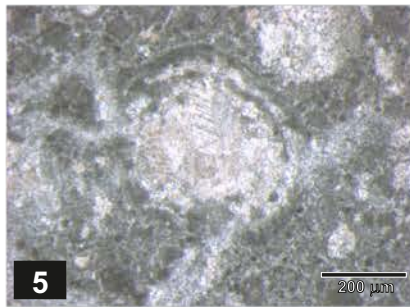
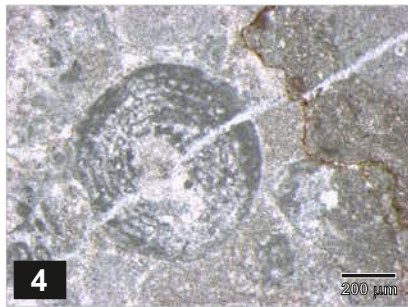
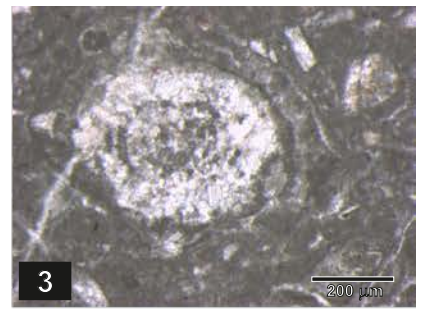
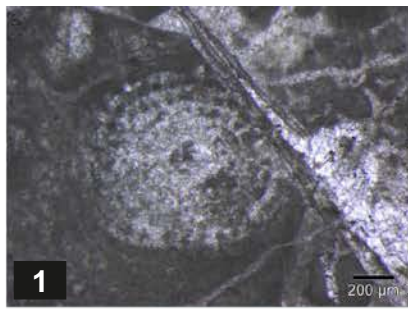
- Fig. 1: Brekzienkomponente Kössen-Formation; Schill-Lage aus rekristallisierten Schalenfragmenten, randlich mikritisiert; dunkle Komponenten sind gut gerundete umgelagerte Tonklasten; Probe 78/01.
- Fig. 2: Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias, Kalkschlammfazies mit Involutiniden; Probe 80/30.
- Fig. 3: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias, grainstone mit rekristallisierten Involutiniden; Probe 79/70H (Folienabzug).
- Fig. 4: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias; grainstone mit *Triasina hantkeni*, rekristallisierten Involutiniden und Dasycladaceen-Fragmenten; Probe 09/B03.
- Fig. 5: Brekzienkomponente Dachsteinkalk, lagunär; Obertrias; *Aulotortus sinuosus*; Probe 79/01.
- Fig. 6: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; Kalkschlammfazies mit gehäuftem Auftreten von *Glomospirella*; Probe 09/09.
- Fig. 7: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; oolitische grainstone-Fazies, Probe 09/A05.
- Fig. 8: Dachsteinkalk, lagunär, Obertrias; Loferit (dolomitisierte Algen/Bakterien-Laminite), Probe 09/A06.
-



Tafel 3

Mikrofauna/flora aus dem Dachsteinkalk der Brekzien und Olistolithe

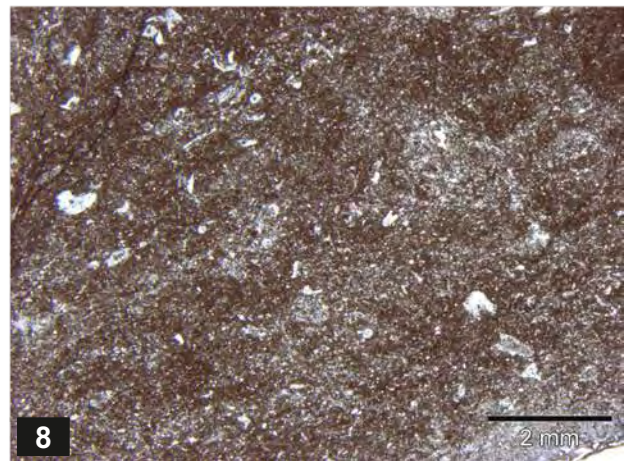
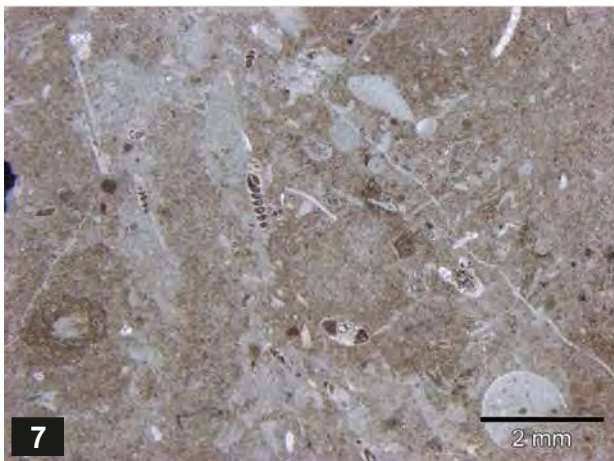
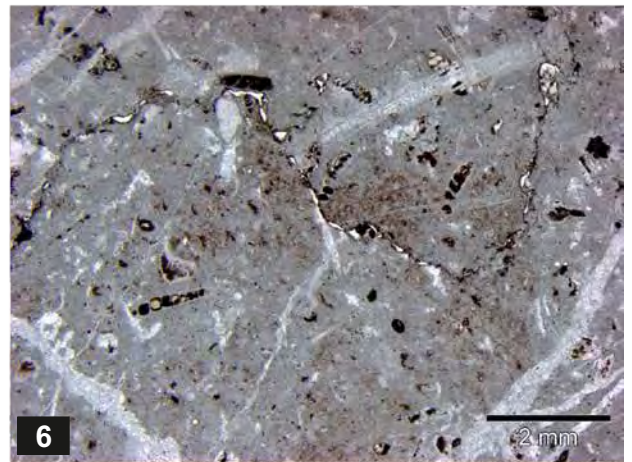
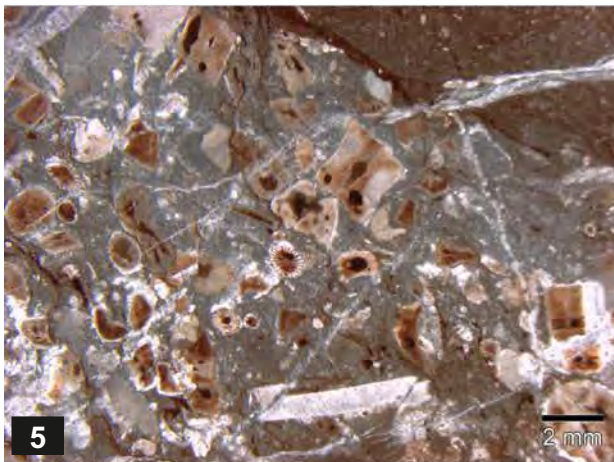
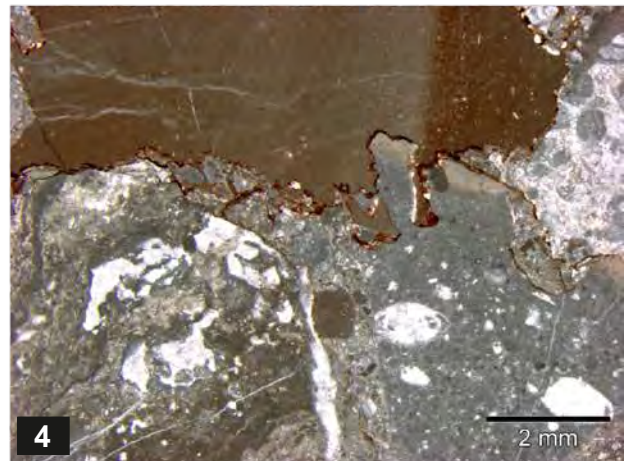
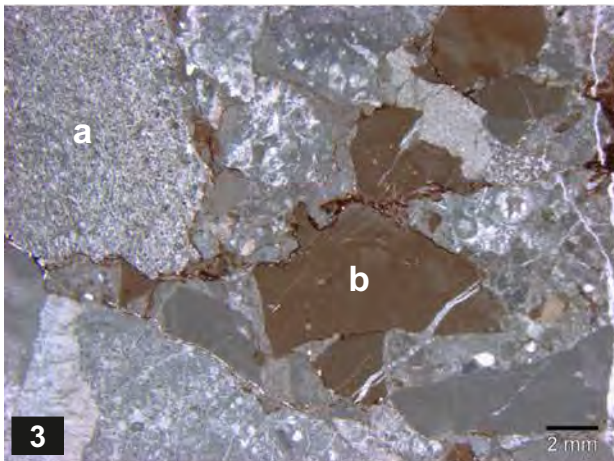
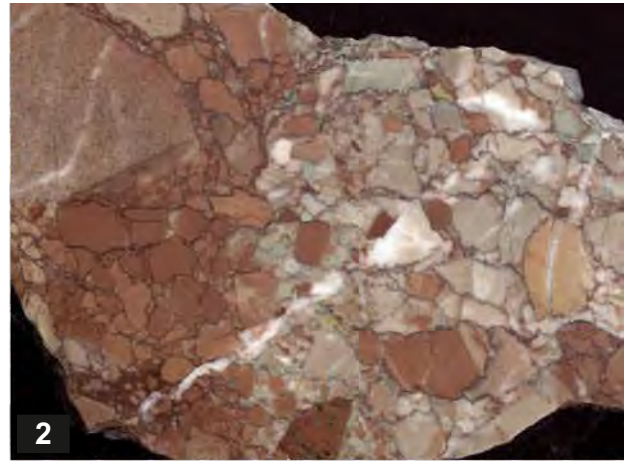
- Figs. 1–5: *Triasina hantkeni*
1) Probe 79/01; 2) Probe 09/B01; 3) Probe 09/B02; 4–5) Probe 09/B03.
- Figs. 6–7: *Aulotortus sinuosus*
6) Probe 09/11; 7) Probe 09/A05.
- Figs. 8–9: *Aulotortus friedli*; Probe 09/11.
- Fig. 10: *Aulotortus tumidus*; Probe 09/11.
- Fig. 11: *Glomospirella* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 12: *Glomospira* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 13: *?Haplophragmoides* sp.; Probe 09/09.
- Fig. 14: *Textularia* sp.; Probe 09/A05.
- Fig. 15: *Trochammina* sp.; Probe 09/09.
- Figs. 16–18: *Thaumatoporella parvovesiculifera*; Probe 09/09.



Tafel 4

Jura-Rotkalk der Brekzien und Olistolithe aus dem Dachsteinkalk-Faziesraum

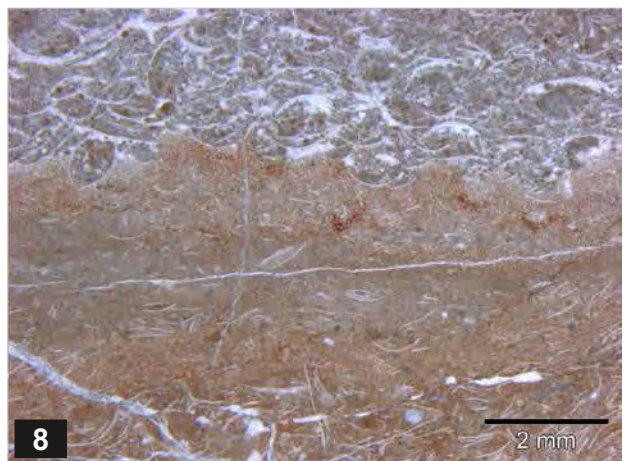
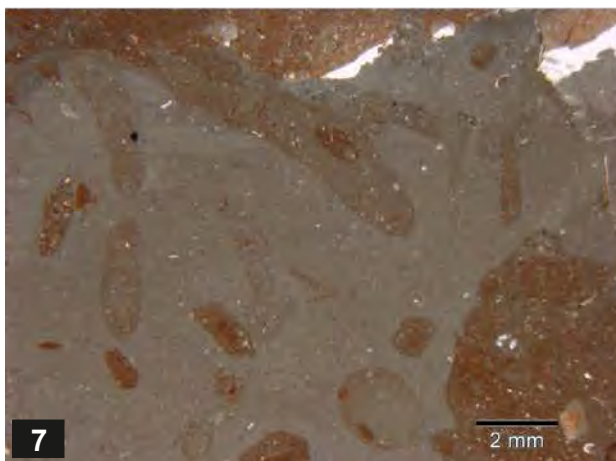
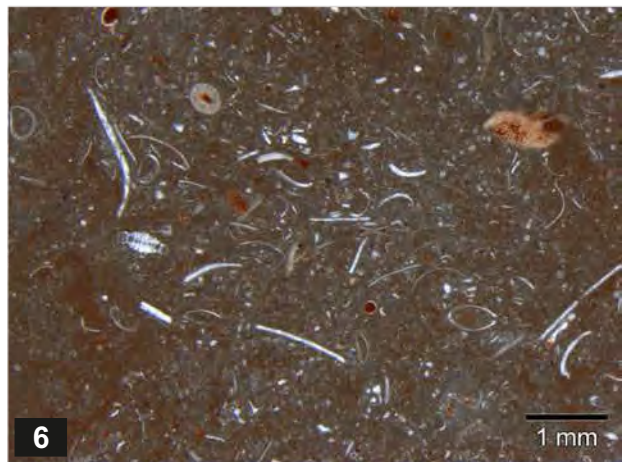
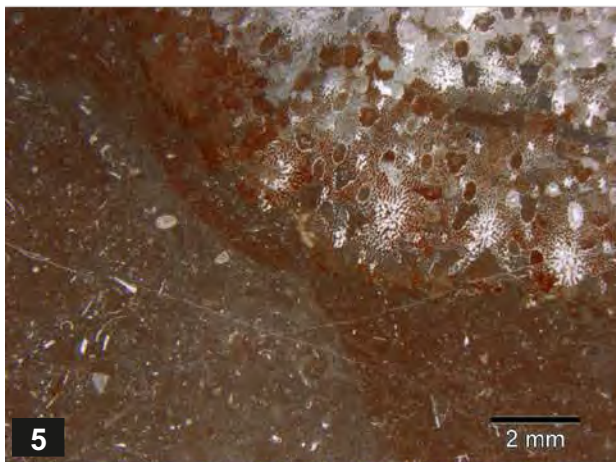
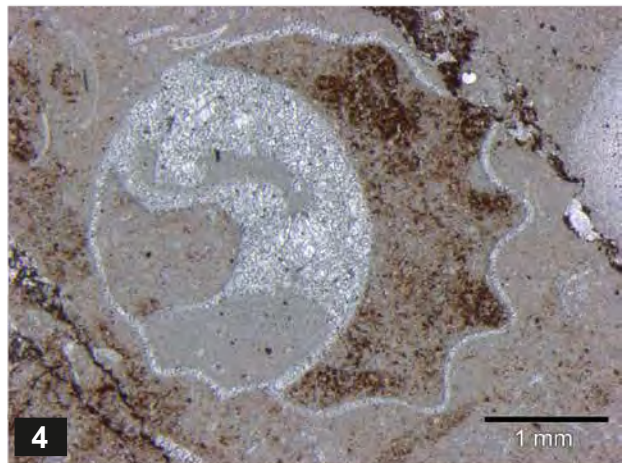
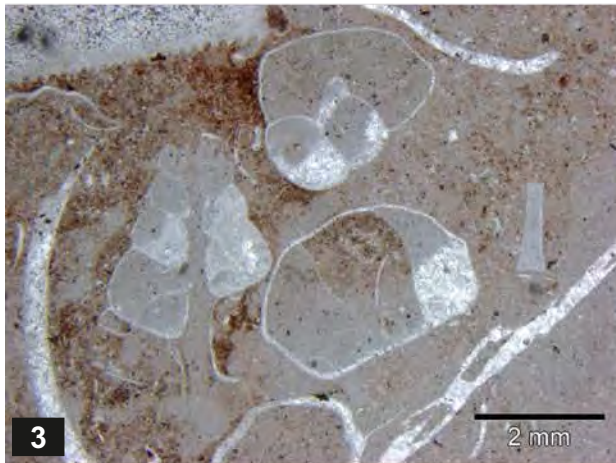
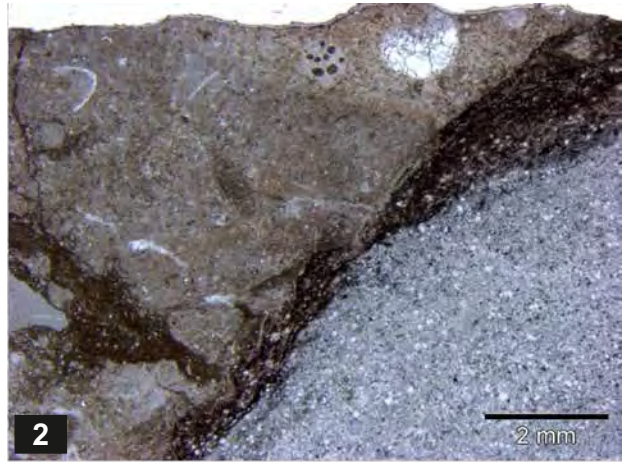
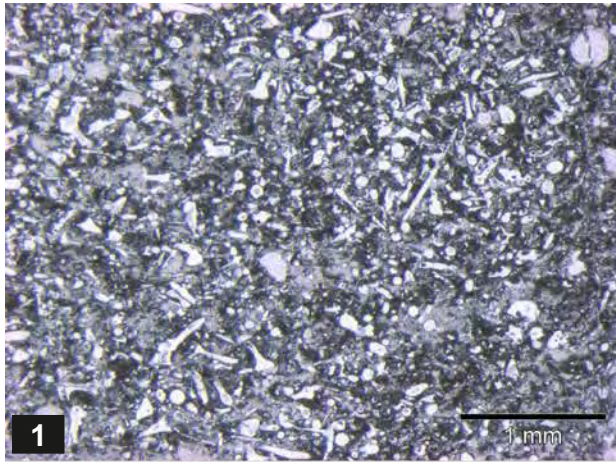
- Fig. 1: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk- und Jurarotkalk-Komponenten; Aufschluss bei 09/B01.
- Fig. 2: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk- und Jurarotkalk-Komponenten; Probe 09/B 03 (Anschliff), Bildbreite: 9 cm.
- Fig. 3: Polymikte Brekzie aus Dachsteinkalk und verschiedenen Jura-Rotkalken:
a) sparitisch zementierte Peloide und Bivalvenschälchen,
b) Mikrit mit vereinzelt Schälchen-Fragmenten; Probe 09/B03.
- Fig. 4: Beispiel eines komponentenfreien mikritischen Rotkalkes mit Stylokontakt zu Dachsteinkalk mit rekristallisierten Involutiniden; Probe 09/B03.
- Fig. 5: Brekzienkomponente, Hierlatzkalk mit Crinoiden; Probe 79/02.
- Fig. 6: Brekzienkomponente, Rotkalk mit Involutiniden und Lageniden indet.; Probe 79/63 (Folienabzug).
- Fig. 7: Brekzienkomponente, Rotkalk mit bioturbater Mikritmatrix, mit Echinodermen-Resten und Foraminiferen; Probe 79/88 (Folienabzug).
- Fig. 8: Olistolith im Radiolarit, mergeliger Rotkalk (Pliensbachium) mit Echinodermen-Bruchstücken; Probe 79/101 (Folienabzug).
-



Tafel 5

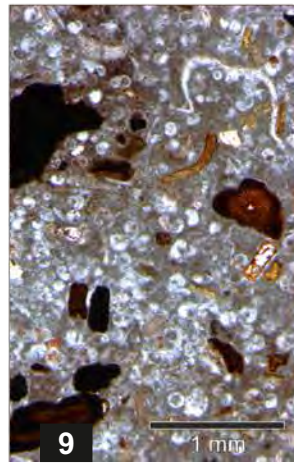
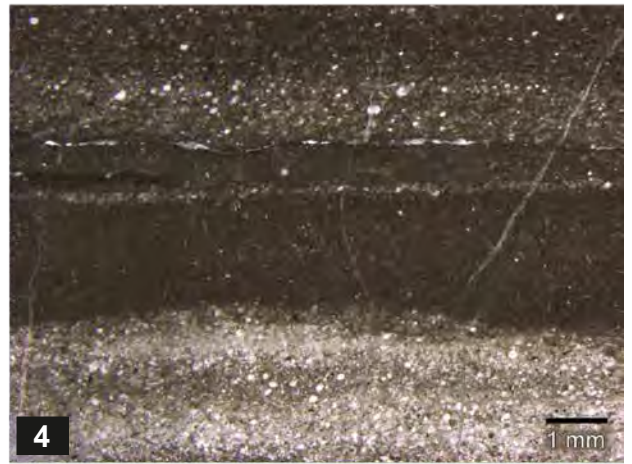
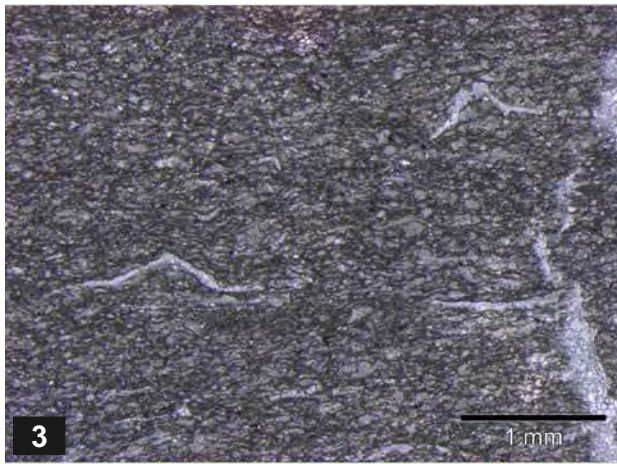
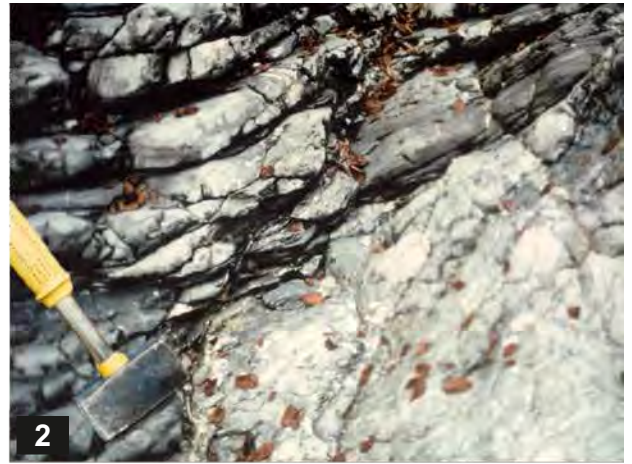
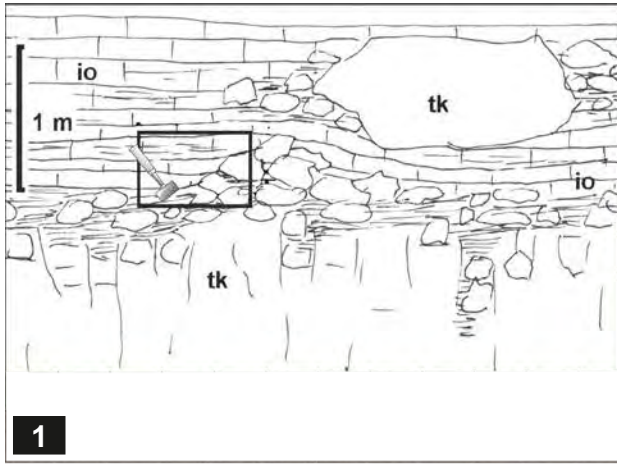
Brekzienkomponenten und (Groß-)Olistolithe aus dem Hallstätter Fazies-Raum

- Fig. 1: Fleckenkalk mit zahlreichen Schwammspiculae (Unterjura); Probe 79/61 (Folienabzug).
- Fig. 2: Brekzienkomponente aus Hallstätter Kalk (Sevatium–unteres Rhätium) im Kontakt zu Radiolarit; oben Mitte: *Variostoma crassum*; Probe 80/37 (Folienabzug).
- Figs. 3–4: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“) mit Querschnitten von *Paracochloceras* sp.; unteres Rhätium; Probe 79/65 (Folienabzug).
- Fig. 5: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; Sevatium–unteres Rhaetium) mit *Heterastridium* sp.; Probe 09/04.
- Fig. 6: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; oberstes Sevatium), Mikrit mit Foraminifere *Involutina turgida*, Ostracoden und Detritus von Echinodermen und dünnchaligen Bivalven („Filamente“); Probe 09/06.
- Fig. 7: Hallstätter Kalk („Hangendrotkalk“; unteres Rhätium), stark bioturbater Mikrit; Probe 09/05.
- Fig. 8: Hallstätter Kalk (Rotkalk als Lage/?Spalte im „Graugelben Bank- und Massenkalk“; Ladinium), Wechsellagerung von Karbonatsilt und Pelsparit mit „Filamenten“; Probe 09/B05.
-



Basis der Oberalm-Formation im Grabenbach und der Radiolarit-Gruppe im Fludergraben

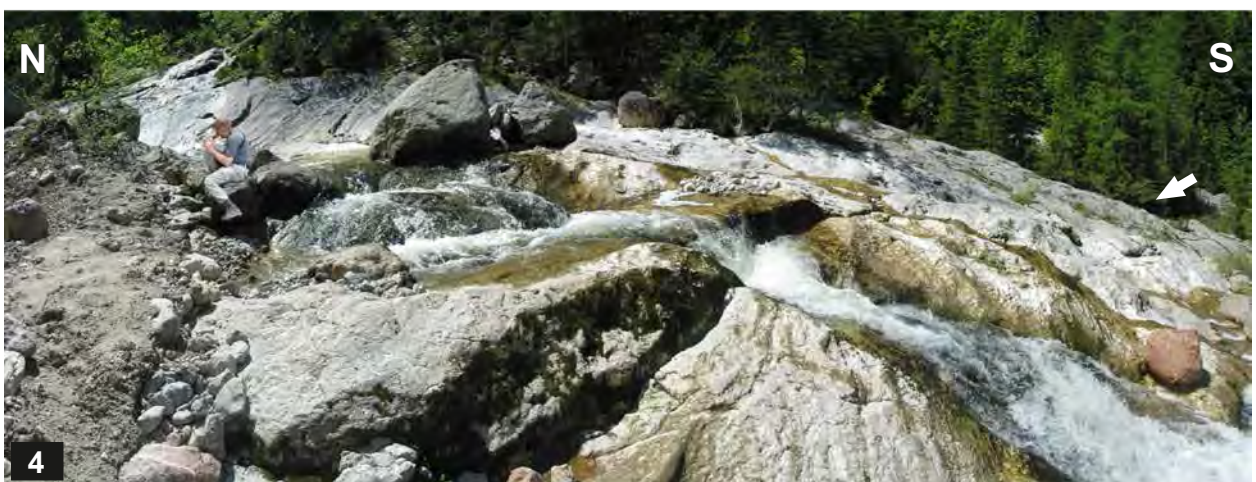
- Fig. 1: Skizze: Oberkante des Dachsteinkalkes, brekziös aufgelöst; Brekzienmatrix und auflagernde Bankkalke gehören der Oberalm-Formation an. Grabenbach-Bachbett bei ca. 680 m Seehöhe, nahe dem Oberrand der steilen Schluchtstrecke. Gerahmter Ausschnitt siehe Fig. 2.
- Fig. 2: Basale Oberalm-Formation, Detailfoto zu Fig. 1.
- Fig. 3: Basale Oberalm-Formation/Brekzienmatrix in Fig. 1: Skelettelemente von *Saccocoma*, *Kimmeridium* (=Tithonium); Probenpunkt 79/76 (Folienabzug).
- Fig. 4: Dunkelgrauer, laminiertes Radiolarit; Steinbruch Tauern-Ostseite; Probe 09/02 (Dünnschliff).
- Fig. 5: Steinbruch Fludergraben: Dunkelgrauer Radiolarit, gegen Westen angrenzend roter Radiolarit (Gleitmasse nach GAWLICK et al., 2010: 77).
- Fig. 6: Lokale Winkeldiskordanz im Grenzbereich Klaus-Formation/Radiolarit. Hangendste Kalkbank keilt lateral immer wieder auf kurze Distanz aus.
- Fig. 7: Grenzbereich Klaus-Formation (rechts) zu rotem Radiolarit (links). Fludergraben, Bachbett westlich Fludergrabenalm.
- Fig. 8: Klaus-Formation: roter Crinoidenkalk mit Fe/Mn-Krusten und -Knollen im Bereich Fludergrabenalm.
- Fig. 9: Klaus-Formation, Mikrofazies zu Fig. 8: Fe/Mn-Konkretionen, Echinodermen-Fragmente z.T. mit Fe/Mn umkrustet, massenhaft Protoglobigerinen; Probe 07/F2 (Dünnschliff).
- Fig. 10: Hierlatzkalk im Bereich Fludergrabenalm; teilweise sehr grobkörniger roter Crinoidenkalk.
-



Tafel 7

Dachsteinkalk im Grabenbachtal

- Fig. 1: Detail aus Fig. 2: SSW-vergente liegende Falte im Radiolarit.
- Fig. 2: Basal (links unten) Dachsteinkalk mit lokal auflagernder polymikter Brekzie (Dachsteinkalk, Jura-Rotkalke), darüber dünnbankiger Radiolarit mit synsedimentären Gleitfalten und einem auflagernden Dachsteinkalk-Olistolith. Foto von 1979, Aufschluss heute durch Moos und Buschwerk stark verwachsen.
- Fig. 3: Teilansicht des langgestreckten Groß-Olistoliths (Probenpunkte 09/09–13) von Dachsteinkalk WSW von Kote 1.385 m Höherstein. Blick gegen Norden.
- Fig. 4: Großflächiger Aufschluss von Dachsteinkalk im Grabenbach bei der Einmündung des Vorderen Sandlinggrabens. Der Kalk bildet im rechten Bildhintergrund (Pfeil) die Basis des Aufschlusses in Fig. 2. Der Aufschluss stellt möglicherweise einen Aufbruch der Fortsetzung des Dachsteinkalkes aus dem Rettenbachtal (Liegendes des Radiolarits) dar, oder – wie in Abb. 2/Schnitt 1 bzw. Abb. 7/Schnitt 5 dargestellt – die Oberkante einer Gleitmasse.
-



Tafel 8

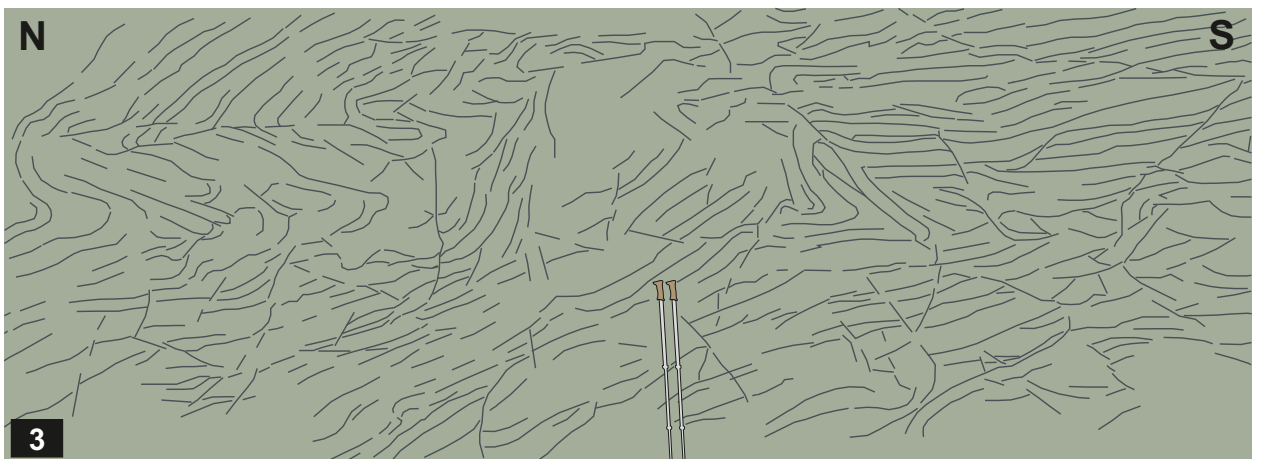
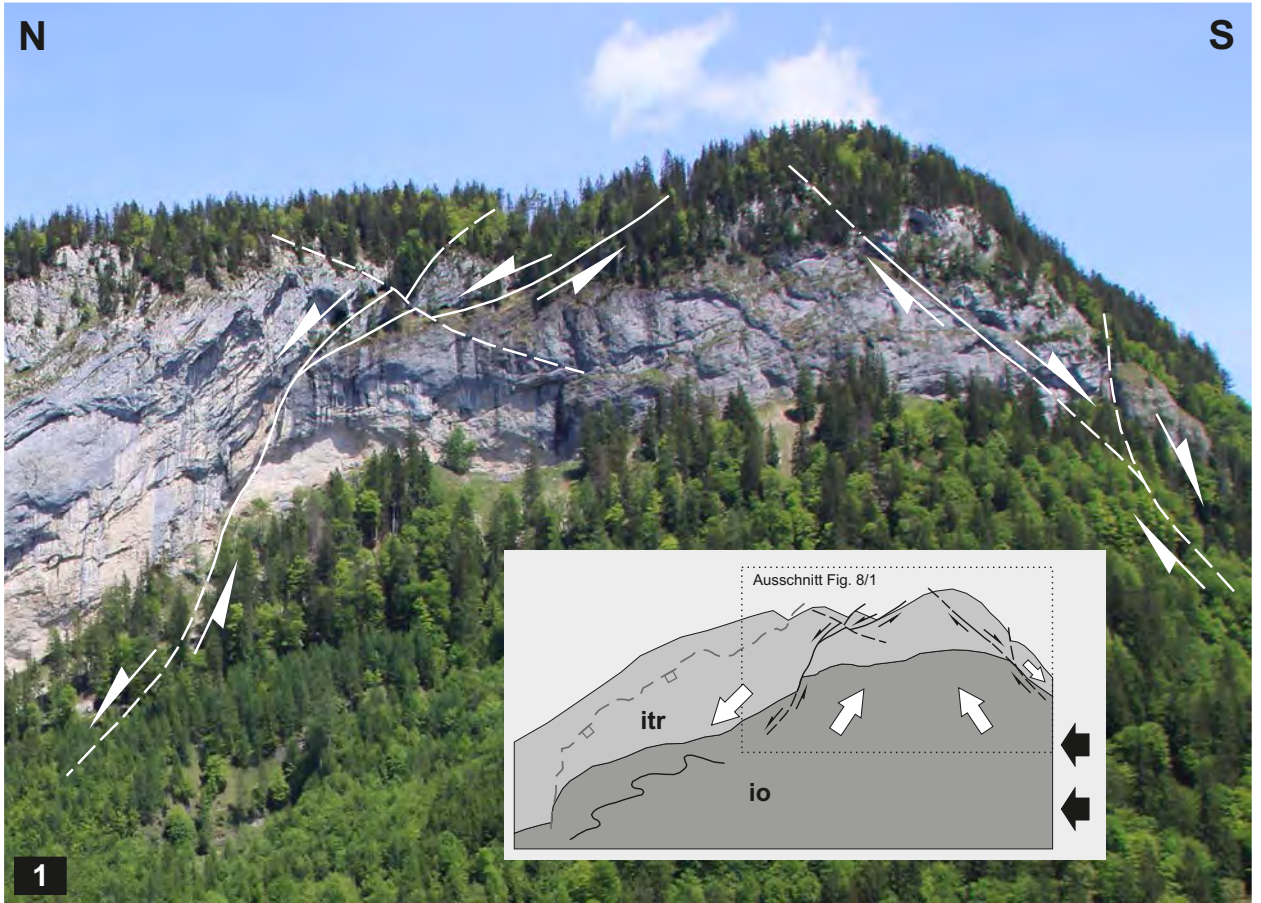
Höherstein-Südwestflanke

Postjurassische, etwa N-S gerichtete Kompression äußert sich in intensiver Deformation der Hornsteinkalke der Oberalm-Formation (io), die zu einer lokalen Aufwölbung der überlagernden Kalkplatte aus Tressenstein-/Barmsteinkalk (itr) führte. In der Folge kam es zu nord- und südgerichteten Abschiebungen an den Aufwölbungsflanken (schematisches Insertbild in Fig. 1); weitere Details siehe Text.

Fig. 1: Tressenstein-/Barmsteinkalk der Höherstein-Westflanke: Abschiebungsbahnen mit mutmaßlicher Bewegungsrichtung und Höhlenbildung in zerrütteten Zonen.

Fig. 2: Stark deformierte Bankkalke der Oberalm-Formation; Grabenbachtal-Straße südöstlich Kote 761 m.

Fig. 3: Verdeutlichung der Schicht- und Kluffflächen in Fig. 2. Nordvergente, z.T. liegende Falten mit teilweise durchscherten Faltenkernen.



Dank

Die Foraminiferen aus den Zlambach Schichten, Hallstätter Kalken und Jura-Rotkalken bestimmte seinerzeit noch Edith KRISTAN-TOLLMANN. Die Mikrofauna und -flora in Dünnschliffen des Dachsteinkalkes aus neuem Probenmaterial von 2009 bestimmte dankenswerterweise Werner E. PILLER (Univ. Graz). Die Conodontenbestimmung aus

neuem Probenmaterial und eine nomenklatorische Revision der Conodontenfaunen älterer Proben verdanke ich Leo KRYSZYN (Univ. Wien), ebenso wie die Bestimmung der Ammoniten, die Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen und einige konstruktive Vorschläge zu deren graphischer Darstellung.

Literatur

- AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – *Facies*, **55**, 63–87, Berlin.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae geol. Helv.*, **80/3**, 831–879, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O., DE WEVER, P. & KOCHER, R. (1980): Correlation of Tethyan Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarian events. – *Cah. Micropaleontol.*, **2**, 23–72, Paris.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICĂ, P., DUMITRICĂ-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. – *Mém. de Géol. (Lausanne)*, **23**, 1013–1048, Lausanne.
- BECCARO, P. (2004): Upper Jurassic radiolarians from Inici Mt. area (North-Western Sicily, Italy): Biochronology and calibration by ammonites. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110/1**, 289–301, Milano.
- BECCARO, P. (2006): Radiolarian correlation of Jurassic siliceous successions of the Rosso Ammonitico Formation in the Southern Alps and Western Sicily (Italy). – *Eclogae geol. Helv.*, **99**, Suppl. 1, S21–S36, Basel.
- CHIARI, M., MARCUCCI, M. & PRELA, M. (2002): New species of Jurassic radiolarians in the sedimentary cover of ophiolites in the Mirdita area, Albania. – *Micropaleontology*, **48**, Suppl. 1, 61–87, New York.
- CORTESE, G. (1993): Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines. – *Paleopelagos*, **3**, 165–185, Roma.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Wien (Deuticke).
- DUMITRICĂ, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. – *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie (Série Géologie)*, **14/1**, 45–124, Bucarest.
- DUMITRICĂ, P. (1995): Biostratigraphy of the Radiolarites at Pojorita (Rarau Syncline, East Carpathians). – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (Eds.): *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations*. – *Mém. de Géol. (Lausanne)*, **23**, 907–914, Lausanne.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardar-Sutur. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*. Teil **1**, 133–143, *Geol. B.-A.*, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundschau*, **68**, 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cretaceous research*, **13**, 387–403, London.
- FOREMAN, H. (1973): Radiolaria from DSDP LEG 20. – In: HEEZEN, B.C. & MACGREGOR, I.D.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **20**, 249–305, Washington (U.S. Government Printing Office).
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **95**, 431–450, Berlin.
- FRIEDEL, W. (1985): Die Geologie des Sandlinggebietes (Altaussee, Steirisches Salzkammergut) mit besonderer Berücksichtigung der rezenten Tektonik. – Unveröff. Diss., Leopold Franzens Univ. Innsbruck, 168 S., Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2001): The Tectonic Evolution of the Central Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 85–87, 1 Fig., Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **92**, 717–727, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230/2/3**, 163–213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **95**, 451–462, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura bis ?Unterkreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *J. of Alp. Geol.*, **51**, 1–30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **211/3**, 233–262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rundschau*, **87**, 644–657, Berlin.

- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – *Memoir Soc. Geol. Ital.*, **57**, 123–132, Roma.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & LEIN, R. (2003): Das Höherstein-Plateau südlich Bad Ischl – Neue Daten zur Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie: Implikationen zur paläogeographischen Rekonstruktion im Jura des zentralen Salzkammerguts. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 75–86, Gmunden (Erkundok-Inst., Kammerhofmuseum).
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein – Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *J. of Alp. Geol.*, **50**, 152 S., Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengenese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *J. of Alp. Geol.*, **53**, 53–136, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2012): Jurassic active continental margin deep-water basin and carbonate platform formation in the north-western Tethyan realm (Austria, Germany). *Field Trip Guide*, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming/Austria. – *J. of Alp. Geol.*, **54**, 189–291, Wien.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 381–406, Wien.
- KOCHER, R.N. (1981): Biostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer Radiolarien führender Gesteine, insbesondere der Südalpen. – *Mitt. geol. Inst. ETH-Zürich, N.F.*, **234**, 1–184, Zürich.
- KRZYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/3**, 486–500, Wien.
- KRZYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – In: ZAPFE, H. (Schriftl.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – *Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, **2**, 137–144, Wien.
- KRZYSTYN, L. (2008): Excursion 1: The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstaetten of Hallstatt. – In: KRZYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide September, 28th – October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria). – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 81–98, Wien–Bad Goisern.
- KRZYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1969): Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl.*, **105** (1968), 329–332, Wien.
- LEISCHNER, W. (1959): Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **10**, 63–94, Wien.
- LUKENEDER, A., KRZYSTYN, L., RASSER, M.W. & MÄRZENDORFER, G. (2003): A unique ammonoid fauna from the Upper Jurassic Loser section (Northern Calcareous Alps, Salzkammergut). – In: PILLER, W.E. (Hrsg): *Stratigraphia Austriaca*, *Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, **16**, 217–229, Wien.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 55–76, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): *Aspects of Geology in Austria*. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999), 61–77, Wien.
- MANDL, G.W. & LOBITZER, H. (2012): Erläuterungen zur Kartenlegende, Oberperm bis Paläogen. – In: MANDL, G.W., LOBITZER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.): *Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000*. – 48–89, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., LOBITZER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.) (2012): *Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000*. – 215 S., Geol. B.-A., Wien.
- MATSUOKA, A. (1995): Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and Western Pacific. – *The Island Arc*, **4**, 140–153, Tokyo.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. – *J. of Geosciences, Osaka City University*, **28/5**, 125–145, Osaka.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50** (1957), 133–200, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57/1**, 137–186, Berlin.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **100**, 1605–1631, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Die Geowissenschaften: Organ der Alfred-Wegener-Stiftung*, **12/5/6**, 136–140, Berlin.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – *Österr. Akademie der Wissenschaften*. – siehe auch http://palstrat.uni-graz.at/Stratigraphische_Tabelle_von_Oesterreich_2004.pdf
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (Red.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 St. Wolfgang mit Erläuterungen. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1976): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 96 Bad Ischl, Salzkammergut (26.05.–30.05.1976). – 48 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl. – Geol. B.-A., Wien.

- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Geol. Rundschau*, **59**, 289–308, Stuttgart.
- SCHMID, ST.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKY, K. (2008): The Alpine Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss J. Geol.*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **140**, 5–21, Graz.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 303–323, Basel.
- SIBLÍK, M. & LOBITZER, H. (2003): Brachiopod faunule and palaeo-environment of a Koessen-type intercalation in the Dachstein Limestone of western Totes Gebirge (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 65–68, Gmunden (Erkudok-Inst., Kammerhofmuseum).
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – *Jb. Geol. R.-A.*, **68/3–4**, 285–474, Wien.
- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? – *Geology*, **38/2**, 175–178, Boulder.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003a): Die Jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 115–122, Gmunden (Erkudok-Inst., Kammerhofmuseum).
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003b): Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsteinen der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. (J. of Alp. Geol.)*, **46**, 137–228, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2004): Systematische Beschreibung der neuen Radiolarienarten aus der Unterlagerung der Ober-Jura Flachwasserkarbonate. – In: GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F., EBEL, O. & SUZUKI, H. (2004): Die Plassen-Formation (Kimmeridgium) des Krahstein (Steirisches Salzkammergut, Österreich) und ihre Unterlagerung: neue Daten zur Fazies, Biostratigraphie und Sedimentologie. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, **2003/3/4**, 311–334, Stuttgart.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2009): Jurassic radiolarians from cherty limestones below the Hallstatt salt mine (Northern Calcareous Alps, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **251/2**, 155–197, Stuttgart.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen – das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt. – *Zbl. Geol. Paläont.*, **2000/1/2**, 167–184, Stuttgart.
- SÝKORA, M. & OŽVOLDOVÁ, L. (1996): Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from the Silica Nappe (locality Bleskový pramen, Slovak Karst, Western Carpathians). – *Mineralia Slovaca*, **28**, 21–25.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **74/75** (1981/82), 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. – XIII + 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, Wien (Deuticke).
- WEGERER, E. (2002): Zur Stratigraphie der Kieselsteinen im Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – 302 S., unpubl. Diss. Montanuniv. Leoben.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsteinen im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium-Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **42**, 93–108, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsteinen im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 67–87, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsteinen südöstlich des Plassen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/2**, 323–335, Wien.
- WERNLI, R. (1988): Les protoglobigérines (foraminifères) du Toarcien et de l'Aalenien du Domuz Dag (Taurus Occidental, Turquie). – *Eclogae. geol. Helv.*, **81/3**, 661–668, Basel.
- WIDZ, D. & DE WEVER, P. (1993): Nouveaux Nasselaires (Radiolaria) des radiolarites jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de klippe de Pieniny, Carpathes Occidentales, Pologne). – *Revue de Micropaléontologie*, **36/1**, 77–91, Paris.
- YAO, A. (1979): Radiolarian Fauna from the Mino Belt in the Northern Part of the Inuyama Area, Central Japan. Part II: Nasselaria 1. – *J. of Geosciences, Osaka City University*, **22/2**, 21–72, Osaka.
- YAO, A. (1997): Faunal change of Early-Middle Jurassic radiolarians. – *News of Osaka Micropalaeontologists, Spec. Vol.* **10**, 155–182, Osaka.

Eingelangt: 30. September 2013, Angenommen: 4. November 2013



Mikrofazies und Radiolarienfauna der *Saccocoma*-Kalke in der westlichen Weitenau (Hochreith Einheit) [Nördliche Kalkalpen, Salzburg]: Neue Daten zur Platznahme der Alpenen Haselgebirge Mélange

OLIVER KRISCHE¹, HISASHI SUZUKI² & HANS-JÜRGEN GAWLICK³

6 Abbildungen, 3 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 94 Hallein

Nördliche Kalkalpen
Saccocoma-Kalk
Oberjura Radiolarien
Plassen-Karbonatplattform
Alpine Haselgebirge Mélange

Inhalt

Zusammenfassung	75
Abstract	75
Einleitung	76
Geologischer Überblick und Lokalitäten	77
Resultate	79
Mikrofazies	79
Radiolarienbiostratigraphie	82
Diskussion	84
Schlussfolgerungen	85
Dank	86
Literatur	86
Tafeln	90

Zusammenfassung

Die in der westlichen Weitenau als „stratigraphische Oberalmer Fenster“ bekannten Aufschlüsse von Hornsteinbankkalken müssen aufgrund des mikro-faziellen Befundes und basierend auf biostratigraphischen Untersuchungen von Radiolarien-Vergesellschaftungen als *Saccocoma*-Kalk (Kimmeridgium bis unteres Tithonium, U.A.-Zonen 10–12, *Podocapsa amphitrepta* Zone bis *Cinguloturris cylindra/Collicyrtidium rubetum* Zonen) angesprochen werden. Sie entwickelten sich, ab dem Kimmeridgium bis ins untere Tithonium, im Einflussbereich der Plassen-Karbonatplattform aus den Rotkalken der Agatha-Formation, primär der Alpenen Haselgebirge Mélange auflagernd. Abzugrenzen davon sind die Vorkommen der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke + Tonflatschenbrekzie (oberes Tithonium bis mittleres Berriasium) des Bachrainer Waldes und des Staudinger Köpfls. Diese kamen zwar ebenfalls primär auf Alpiner Haselgebirge Mélange zur Ablagerung, allerdings erst nach einer neuen tektonischen Phase im höheren Tithonium. Das Eingleiten der Alpenen Haselgebirge Mélange inklusive ihrer sedimentären *Saccocoma*-Kalk Bedeckung in die Oberalm-Formation im oberen Tithonium kann analog der am Steinbruch Gutratberg beschriebenen Schichtfolge interpretiert werden. Die kieseligen Gesteine der Roßfeld-Formation (Hochreith-Schichten) überlagerten die *Saccocoma*-Kalke am Hochreithberg nach einer erosionsbedingten Schichtlücke ab dem beginnenden oberen Valanginium.

Microfacies Data and Radiolarian Fauna of the *Saccocoma* Limestone from the Western Weitenau Area (Hochreith Unit) [Northern Calcareous Alps, Salzburg]: New Data on the Emplacement of the Alpine Haselgebirge Mélange

Abstract

The grey cherty limestones in the western Weitenau area were generally attributed to the Tithonian to Berriasian Oberalm Formation and were interpreted as “windows”. Microfacies analysis and radiolarian dating proved these sedimentary rocks as *Saccocoma* Limestone (Kimmeridgian to lower Tithonian, U.A. zones 10–12, *Podocapsa amphitrepta* zone–*Cinguloturris cylindra/Collicyrtidium rubetum* zones). The *Saccocoma* Limestone outcropping at the Mount Hochreith area can be clearly distinguished from the Oberalm Formation + Barmstein Limestone + “Tonflatschen”-breccia (late Tithonian to middle Berriasian) occurring at the locations “Bachrainer forest” and “Staudinger Köpfl”. The calcareous *Saccocoma* Limestone and the Agatha Formation evolved as primarily overburden of the Alpine Haselgebirge Mélange and are the Kimmeridgian to early Tithonian basinal equivalents of the Plassen Carbonate Platform sequence. A phase of enhanced tectonic activity affected the Alpine Haselgebirge Mélange and its overlying sequence in the late Tithonian. As a consequence, parts of the Alpine Haselgebirge Mélange were mobilised and are incorporated within the late Tithonian Oberalm Formation. The sedimentary succession of the Hochreith unit can be directly correlated with the Gutratberg open pit mine section near Salzburg. On the Mount Hochreith palaeo-high the cherty limestones of the Rossfeld Formation (Hochreith beds) were deposited from the late Valanginian onwards directly on *Saccocoma* Limestone, overlying the latter along an erosive unconformity.

1 OLIVER KRISCHE: Haritzmeierstraße 12, 8605 Parschlug, Österreich. oliver_krische@gmx.at

2 HISASHI SUZUKI: Universität Otani, Koyama-Kamifusa-cho, Kita-ku, Kyoto 603-8143, Japan.

3 HANS-JÜRGEN GAWLICK: Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Lehrstuhl für Erdölgeologie, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben, Österreich. hans-juergen.gawlick@unileoben.ac.at

Einleitung

Die hemipelagischen Kalke der Oberalm-Formation (LIPOLD, 1854) [oberes Tithonium bis unteres Berriasium] mit ihren zwischengeschalteten Barmsteinkalkbänken (GÜMBEL, 1861; siehe GAWLICK et al., 2005) [bio- und lithoklastische Resedimente, bestehend aus Flachwasserdetritus der Plassen-Karbonatplattform] spielen für die Interpretation der geodynamischen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen im höheren Oberjura und der tieferen Unterkreide eine entscheidende Rolle. Von Bedeutung für die paläogeographische Rekonstruktion zu jener Zeit sind neben der lithologischen Ausbildung, Mikrofazies und Mächtigkeit der Oberalm-Formation insbesondere auch die stratigraphischen Verhältnisse der unter- und überlagernden Abfolgen. In der Typregion des Tauglboden-Beckens innerhalb der Osterhorn Gruppe entwickelte sich die Oberalm-Formation aus der unterlagernden kieseligen Tauglboden-Formation durch Zunahme des feinkörnigen, karbonatischen Anteils im Sediment, während sie weiter südlich im Bereich der Trattberg-Schwelle diskordant dem erodierten Untergrund auflagert (PLÖCHINGER, 1953; SCHLAGER, 1954; siehe auch GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009; MISSONI & GAWLICK, 2011a, b). Lithofaziell ist die Oberalm-Formation durch eine Abfolge von generell 5–10 cm mächtigen Bänken gekennzeichnet, die im tieferen Anteil aus oft kieseligen, grauen Biomikriten mit zwischengeschalteten grauen oder graugrünen Mergellagen und 5–30 cm mächtigen Karbonaturbiditen besteht (SCHLAGER, 1954; TOLLMANN, 1976). Neben den Karbonaturbiditen sind bis zu mehrere 10er Meter mächtige, amalgamierte grobklastische Brekzien charakteristisch – diese beiden Resediment-Einschaltungen werden als Barmsteinkalke zusammengefasst (FENNINGER, 1972; PLÖCHINGER, 1974, 1976, 1984; TOLLMANN, 1976; STEIGER, 1981; GAWLICK et al., 2005, 2009). Die grobklastischen Barmsteinkalklagen entwickelten sich aus den Brekzien der jüngeren Tauglboden-Formation unter sukzessiver Zunahme des Anteiles von Plassen-Karbonatplattform Komponenten und gleichzeitigem Rückgang des Anteils älterer Komponenten (meist Dachsteinkalk) (vgl. GAWLICK et al., 2012). Mikrofaziell sind für die Biomikrite der Oberalm-Formation vor allem das Auftreten von Radiolarien, Calpionellen und seltenen Filamenten sowie Schwammnadeln charakteristisch, während andere Faunen- und Florenelemente praktisch fehlen (GAWLICK et al., 2009).

Die Oberalm-Formation kommt im Bereich Seewaldsee und in der östlichen Weitenau gemeinsam mit Brekzienbänken („Oberalmer Basis-konglomerat“: Grenze unteres/obe-

res Tithonium, siehe PLÖCHINGER, 1953; SCHLAGER, 1954) direkt über dem rhätischen Dachsteinkalk der Trattberg-Schwelle vor. Eine Sonderstellung nimmt die innerhalb des oberithonen Anteils der Oberalm-Formation (inkl. Barmsteinkalken mit eingelagerten Haselgebirgskomponenten = Tonflatschenbrekzien: PLÖCHINGER, 1974; siehe GAWLICK et al., 2005; KRISCHE, 2012) eingelagerte, submarine Gleitmasse der Alpinen Haselgebirge *Mélange* ein. Dieses Phänomen wurde zuallererst im Bereich des Steinbruches Gutratberg (Lokalität Gartenau, Abb. 1) von PLÖCHINGER (1974) beschrieben. Die Oberalm-Formation + Barmsteinkalke wurde ab dem oberen Berriasium konkordant von der siliziklastisch beeinflussten Schrambach-Formation überlagert (z.B.: Steinbruch Gutratberg, Typregion Roßfeld, östliche und zentrale Weitenau, Seewaldsee-Grabenwald-Einheit der Weitenau, Bad Ischl, siehe Abb. 1).

Im Bereich der Weitenau, unter anderem südlich vom Hochreithberg, treten dick gebankte, graue Biomikrite auf. Diese wurden von PLÖCHINGER (1954, 1983, 1987) der Oberalm-Formation zugeordnet und sollen, unter Fehlen der Schrambach-Formation, direkt von den kieseligen Kalken der Unteren Rossfeld-Formation überlagert werden. Diese als Hochreith-Schichten bekannt gemachten Kieselkalke (PLÖCHINGER, 1977) sind von LEUSCHNER (1989) mikrofaziell beschrieben worden. Dabei werden die Oberalm-Formation dem Tithonium (bis unteres Berriasium) und die Hochreith-Schichten dem Valanginium bis Hauterivium zugeordnet (vgl. PLÖCHINGER, 1983, 1990), was mit einer beträchtlichen Schichtlücke der kalkalpinen Schichtfolge in einem Tiefwasserablagerungsraum einher gehen würde. Allerdings fehlen bislang direkte stratigraphische Einstufungen dieser kieseligen Gesteine (Roßfeld-Formation), so dass die Korrelation rein auf lithostratigraphischen Aspekten beruht. Die heute gültige Interpretation der auftretenden Schichtfolge impliziert eine langzeitige, primäre Lücke in der Sedimentationsdokumentation. Diese Sedimentationslücke im Bereich der Weitenau wäre im Vergleich mit anderen,



Abb. 1. Geographischer Überblick über das Salzburger Land und dessen Umgebung mit der Lage der Weitenau und der im Text erwähnten Vergleichslokalitäten.

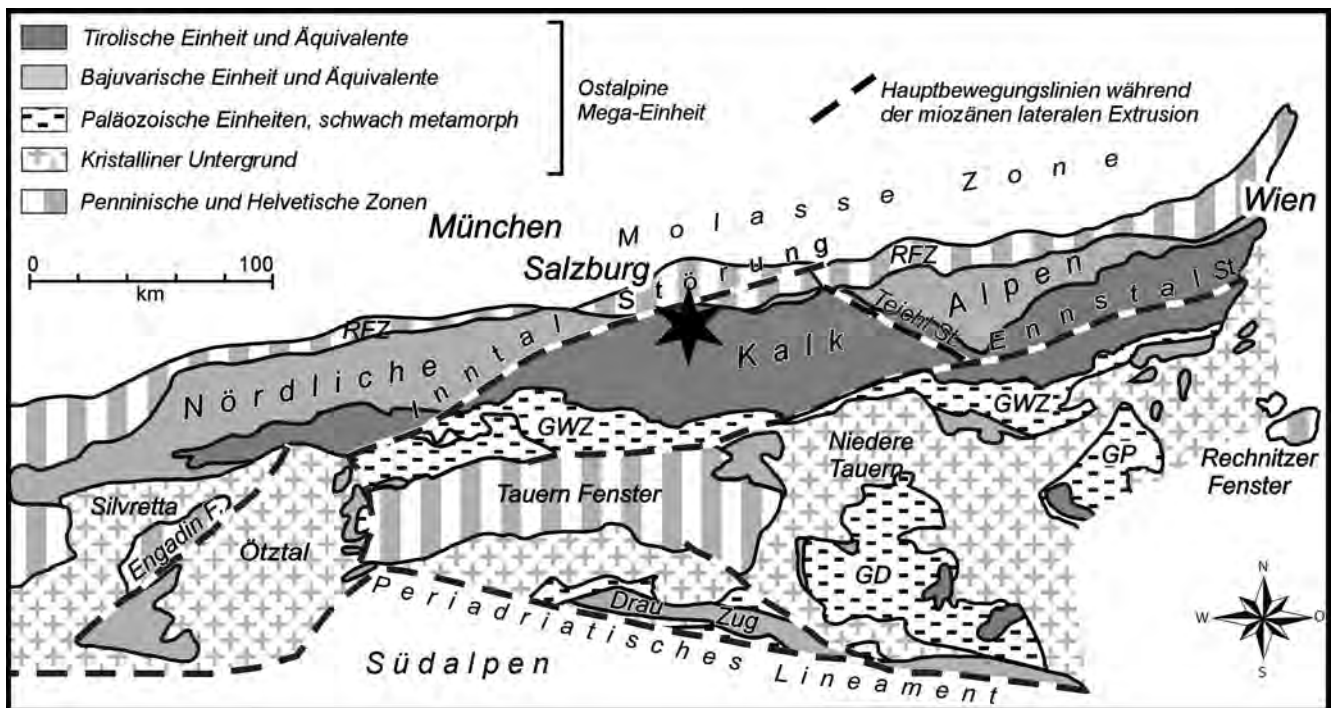


Abb. 2. Geologischer Überblick über die Ostalpen (verändert nach FRISCH & GAWLICK, 2003). Die untersuchten Lokalitäten liegen im zentralen Teil der Nördlichen Kalkalpen (Stern). GD: Gurktal Decke; GP: Grazer Paläozoikum; GWZ: Grauwackenzone; RFZ: Rhenodanubische Flyschzone.

unterkretazischen Schichtfolgen praktisch kalkalpenweit (vgl. TOLLMANN, 1976) einzigartig. Ob es sich nun wirklich um eine kontinuierliche Abfolge handelt und von der Oberalm-Formation bis zur Unteren Roßfeld-Formation eine unvollständige, vom Normalfall abweichende fazielle Entwicklung vorliegt, oder ob es sich tatsächlich um „stratigraphische Fenster“ (vgl. PLÖCHINGER, 1977, 1983, 1987) handelt, ist bisher ungeklärt. Da bisher stratigraphische Belege fehlen, müssen sowohl eine fälschliche Klassifikation der Oberalm-Formation, als auch eine Sedimentation der Hochreith-Schichten bereits im Berriasium (vgl. LEUSCHNER, 1989) in Erwägung gezogen werden. Das Ziel dieser Arbeit ist es, den stratigraphischen Umfang, die mikrofaziellen Eigenheiten und die biofaziellen Charakteristika der sogenannten „Oberalm-Formation“ (PLÖCHINGER, 1977) in der westlichen Weitenau zu untersuchen. Diese Vorkommen von „Oberalm-Formation“ sind auch von kausaler Wichtigkeit für die Lösung der Frage der bis heute kontrovers diskutierten Stellung der Gipsvorkommen von Grubach-Moosegg (vgl. SCHORN & NEUBAUER, 2011; KRISCHE et al., 2012b). Sie stellen nicht nur einen Schlüssel für die Rekonstruktion der sedimentären und geodynamischen Entwicklung der westlichen Weitenau dar, sondern liefern neue, entscheidende Eckpunkte hinsichtlich der generellen geodynamischen Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höheren Oberjura und der tiefsten Unterkreide.

Geologischer Überblick und Lokalitäten

Die hügelige Mittelgebirgslandschaft der Weitenau liegt im zentralen Teil des tirolischen Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 2). Ihre weit ausgedehnten Graslandschaften und dichten, z.T. naturnahen Waldgebiete werden an ihrem südlichen und südwestlichen Rand

von steil aufragenden Felswänden begrenzt. Diese Felsrücken sind allgemein als Oberalm-Formation des Kimmeridgium (FUGGER, 1905) bis Tithonium/Berriasium (z.B.: DEL-NEGRO, 1960; PLÖCHINGER, 1987, 1990; heute: Grenzbereich unteres/oberes Tithonium bis mittleres Berriasium: GAWLICK et al., 2009 cum lit.; KRISCHE, 2012; BUJTOR et al., 2013) kartiert. Sie sollen gemeinsam mit den oberjurassischen Detrituskalken der Vorkommen südlich Rabenstein–St.Anton–Wurzer und der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke des Bachrainer Waldes (Schröckwald), inklusive des Staudinger Köpfls in der Hinterkellau (Abb. 3), die sedimentäre Unterlagerung der oberjurassischen bis unterkretazischen Sedimentgesteinsserie der Weitenau bilden (PLÖCHINGER, 1952, 1953, 1979b). Lithologisch der Oberalm-Formation entsprechende, hellgraue hornsteinreiche Kalke sind gemeinsam mit karbonatischen Flachwasser-Resedimenten in mehreren isolierten Vorkommen östlich vom Berggasthof Bachrainer, südlich vom Bachbauer und nordwestlich bzw. nordöstlich des Hochreithberges aufgeschlossen (Abb. 3).

Diese hemipelagischen, als Oberalm-Formation angesprochenen Kalke (tonige Kalke: PLÖCHINGER, 1979a, b) werden im Bereich des südlichen Hochreithberges (Reisenauer Riedl) von den Kieselkalken der basalen Roßfeld-Formation überlagert (Hochreith-Schichten: PLÖCHINGER, 1977). Auf Basis von lithologischen Vergleichen und Schwermineralanalysen vermutete PLÖCHINGER (1990) ein oberes Valanginium bis unteres Hauterivium Alter der Hochreith-Schichten. Durch tektonisch bedingte Queraufwölbungen, inklusive erosiver Beeinflussung, ist die Oberalm-Formation heute in Form von stratigraphischen Fenstern im Bereich des südlichen Hochreithberges aufgeschlossen und soll aus den diskordant überlagernden Hochreith-Schichten hervorragen (PLÖCHINGER, 1977).

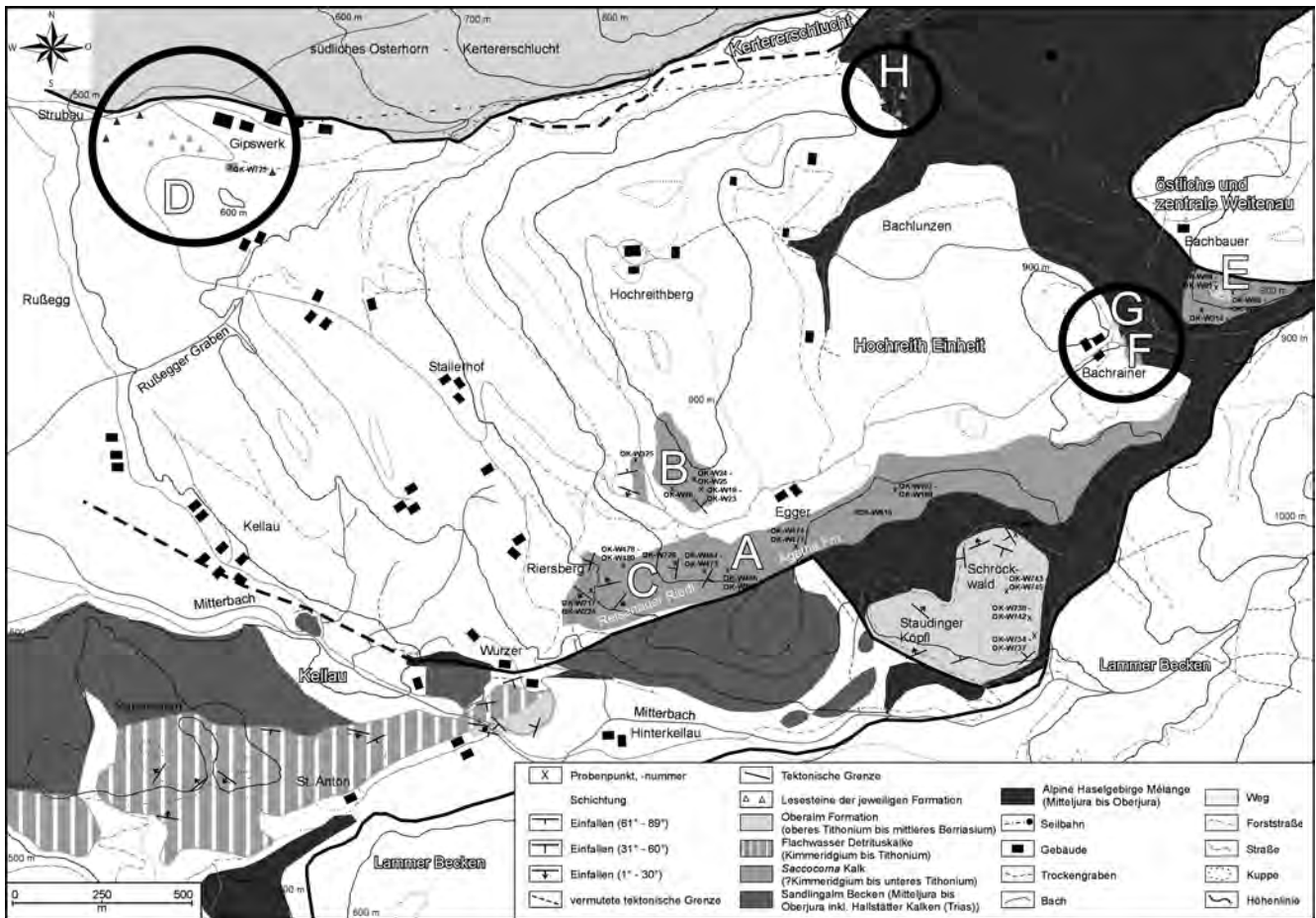


Abb. 3. Vereinfachte Geologische Karte der westlichen Weitenau, zusammengestellt mit Hilfe von PLÖCHINGER (1979b, 1987), GAWLICK (2004), KRISCHE (2012) und weiteren eigenen, unveröffentlichten Karten. Lammer Becken: höherer Mittel- bis tieferer Oberjura, weiß. Hochreith Einheit und östliche/zentrale Weitenau: Kreide bis Quar-
tär, weiß. Die Probenlokalitäten und Profilaufnahmepunkte A bis H sind im Detail im Text beschrieben.

Diese Tektonik wäre demnach zeitlich älter als das höhere Valanginium und würde als Vorläufer zur großklastischen Sedimentation der Roßfeld-Formation im Bereich der Weitenau einen unitären Beleg für eine vorhandene Unterkreide-Tektonik widerspiegeln, wie er sonst an keiner anderen Stelle im Bereich der Nördlichen Kalkalpen dokumentiert wäre. Östlich bzw. südlich des Gipswerkes in Strubau (Abb. 3) sollen nach PLÖCHINGER (1977) die schwarzen, kieseligen Hochreith-Schichten die Oberalm-Formation transgressiv überlagern. Somit ergäbe sich im Sinne von PLÖCHINGER (1977) ein diskordanter Übergang von hemipelagischen Kalken der Oberalm-Formation zu den kieseligen Kalken der Unteren Roßfeld-Formation (Hochreith-Schichten). Diese an sich komplizierte und zum Teil widersprüchliche Deutung der Lagerungsverhältnisse von Vorkommen zu Vorkommen im Bereich der westlichen Weitenau, erklärt durch eine komplexe Entwicklung der Sedimentationsgeschichte in einem durch Deformation beeinflussten Tiefwasserablagerungsbereich, wurde in ein seit langer Zeit forciertes Bild einer Unterkreide-Deformationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen eingebunden (z.B.: FAUPL & TOLLMANN, 1979; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997; SCHORN & NEUBAUER, 2011). PLÖCHINGER war während seiner Zeit methodisch auf lithologische und lithofazielle Vergleiche und direkte Geländebeobachtungen beschränkt, da eine direkte biostratigraphische Einstufung der kieseligen Sedimente nicht möglich war. Ebenso wurde in diesem Zeitraum der stratigraphische

Umfang der Oberalm-Formation kontrovers diskutiert. Dadurch kam es bei der Interpretation der Weitenau zu einer komplizierten Deutung der geologischen Verhältnisse (PLÖCHINGER, 1968, 1987, 1990; vgl. SCHORN & NEUBAUER, 2011). Seit jener Zeit sind viele neue, für den Bauplan der Nördlichen Kalkalpen relevante Ergebnisse bekannt gemacht worden. Diese verleihen den Beobachtungen und Aufzeichnungen von Benno Plöchinger eine erneute Aktualität. Plöchinger selbst wusste über diese Unzulänglichkeiten über den Bauplan der Weitenau genauestens Bescheid (mündl. Mitt. PLÖCHINGER, 1988, 1997), konnte aber selbst mit Neuuntersuchungen diese Widersprüche nicht mehr klären.

Seit Ende der 1980er und verstärkt seit dem Beginn der 1990er Jahre steht mit einer Oberjura bis Unterkreide Radiolarien-Biostratigraphie (BAUMGARTNER et al., 1995; siehe auch STEIGER, 1992; GORIČAN, 1994; JUD, 1994; O'DOHERTY, 1994) ein Werkzeug zur Verfügung, das zur Klärung der Altersverhältnisse der hornsteinreichen Kalke und der kieseligen Hochreith-Schichten des Hochreithberges eingesetzt hätte werden können. Mit Hilfe der Radiolarien-Vergesellschaftungen innerhalb der Hornsteinbankkalke (siehe Resultate) und der Hochreith-Schichten (KRISCHE, 2012) kann heute die Interpretation der geodynamischen Entwicklung der Weitenau auf eine neue, biostratigraphisch kontrollierte Grundlage gestellt werden.

Resultate

Die Neuuntersuchung der Schichtfolgen im Bereich der Weitenau ergab, dass der bisher als einheitlich angenommene Ablagerungsraum der Weitenau im Oberjura und der Unterkreide in paläogeographisch unterschiedliche Ablagerungsgebiete unterteilt werden muss (KRISCHE et al., 2011; KRISCHE, 2012). Dies äußert sich zum einen in der unterschiedlichen Unterlagerung der oberjurassischen und unterkretazischen Formationen, zum anderen in deren eigener fazieller und sedimentärer Entwicklung, die eine charakteristische Abhängigkeit zu Paläogeographie und Paläorelief der Plassen-Karbonatplattform aufweist (z.B.: GAWLICK et al., 2012). Die bisher als Oberalm-Formation kartierten Gesteine am südwestlichen Hochreithberg ähneln zwar makroskopisch-lithologisch durchaus der

Oberalm-Formation, mikrofazielle und biostratigraphische Ergebnisse bedingen jedoch eine abweichende Deutung.

Mikrofazies

Südlicher Hochreithberg, Lokalitäten „A“ und „B“ in Abbildung 3

Reisenauer Riedl, Lokalität „C“ in Abbildung 3

Die Basis der Abfolge ist an der Südseite des Hochreithberges mit rötlichen und gelblichen hemipelagischen Kalken der Agatha-Formation (Kimmeridgium bis unteres Tithonium: siehe GAWLICK et al., 2009) aufgeschlossen (Abb. 3). In graue Mikrosparite sind mit erosivem Basiskontakt dünnlagige Resedimente (feinkörnige Packstones mit Sparrbruch, Mikritklasten, Radiolarien, Schalenresten,

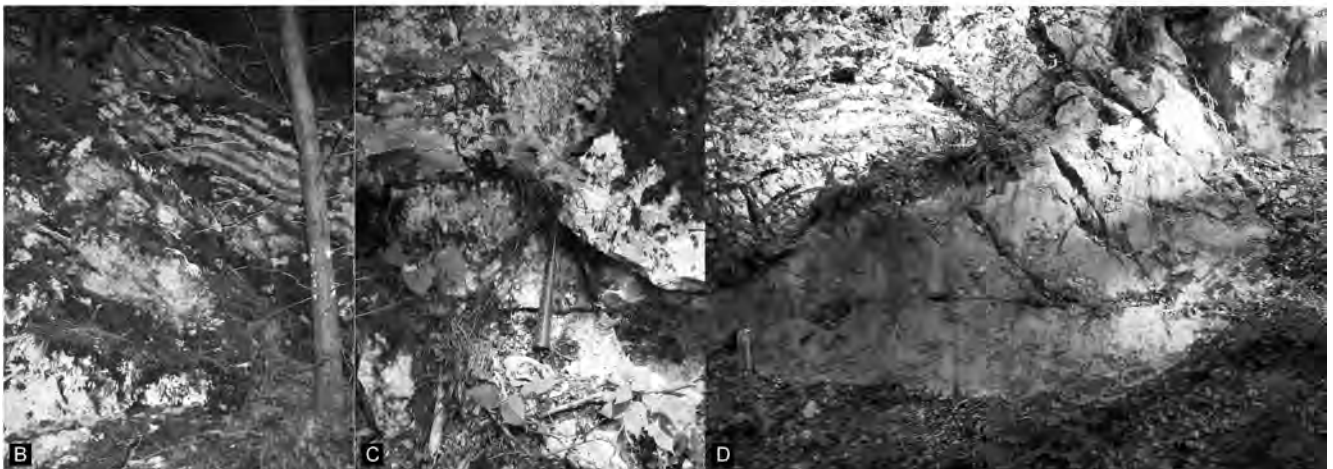
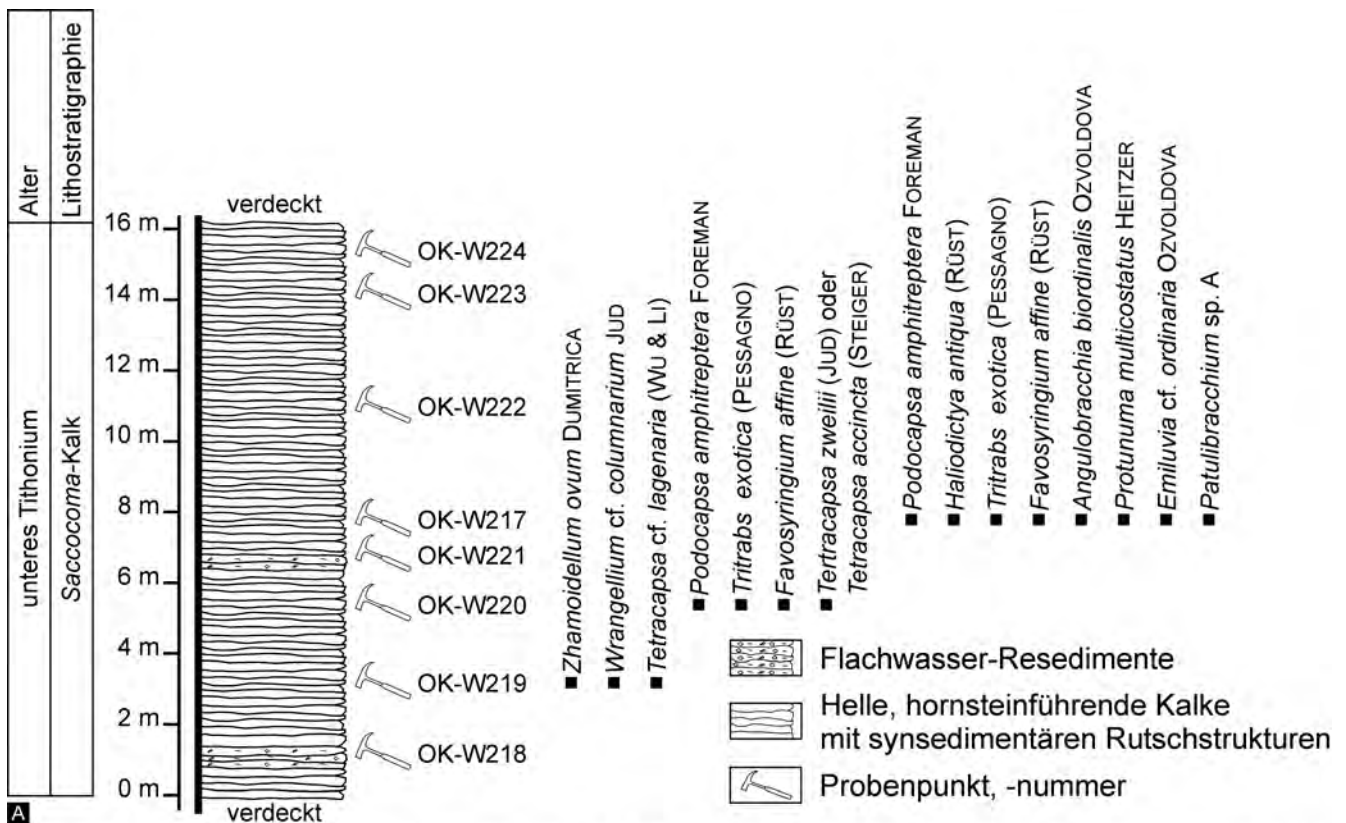


Abb. 4.
A: Profildarstellung der bearbeiteten *Saccocoma*-Kalke des Reisenauer Riedls.
B, C, D: Aufschlussfotos der Hornsteinbankkalke des Reisenauer Riedls und des südlichen Hochreithberges.

Krinoiden, Lenticulinen, Protoglobigerinen) eingeschaltet. Diese entwickeln sich zu etwas größeren, leicht brekziösen, krinoidenreichen sowie Ammoniten führenden Pack-

stones mit Radiolarien, Protoglobigerinen, Aptychen und Schalenresten (Tafel 1: A). Die Lithoklasten sind von dünnen, rötlichen Tonsäumen umgeben. Zum Hangenden

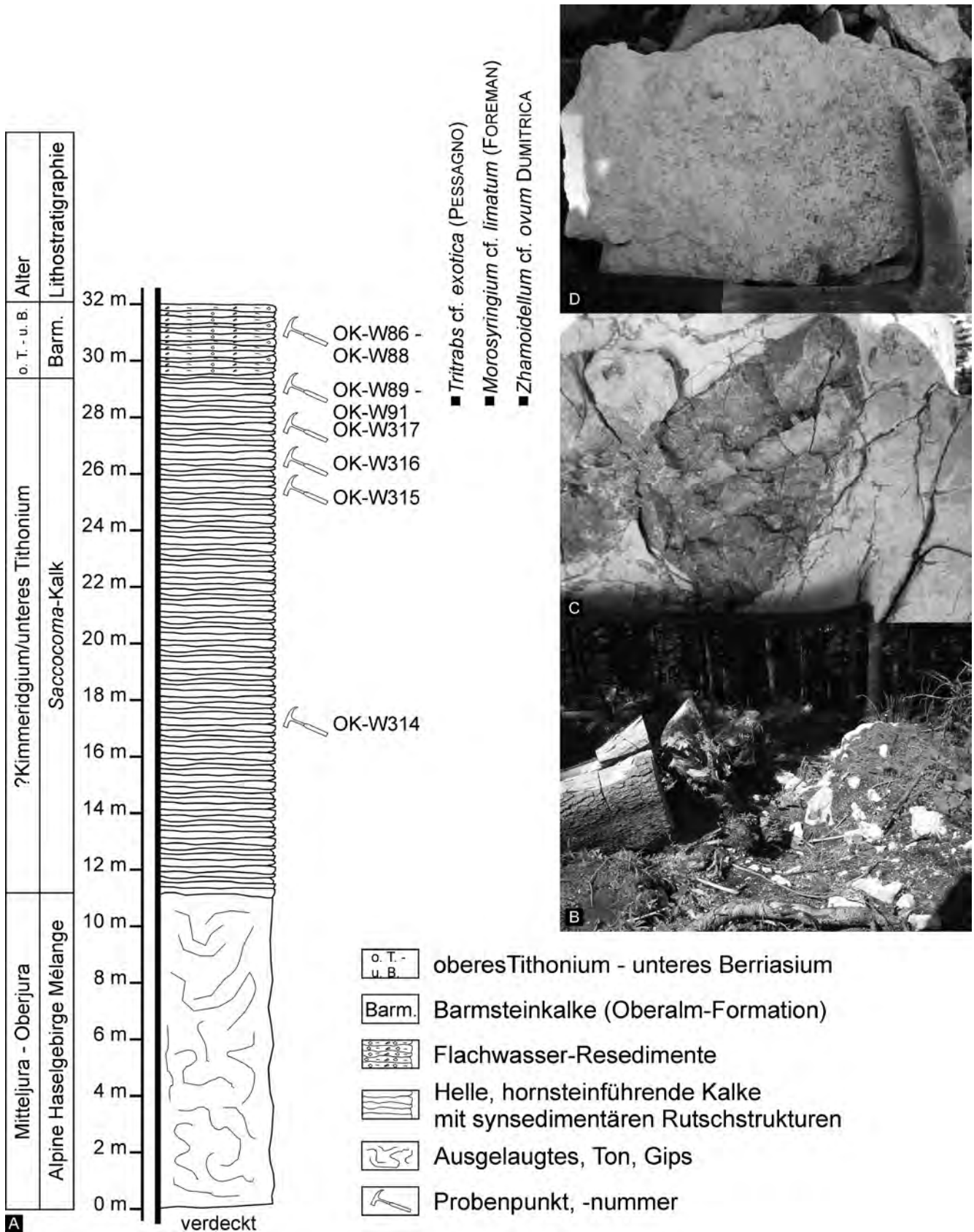


Abb. 5.

A: Zusammengesetzte Profildarstellung der Probenlokation südlich Bachbauer („E“ in Abb. 3). B: Aufschlussituation auf der Hügelkuppe. C: *Saccocoma*-Kalk mit diagenetischer Hornsteinknolle. D: Barmsteinkalk.

nimmt der Gehalt an Krinoiden im Vergleich zu jenem an Radiolarien ab, und die Packstones werden kieseliger, feinkörniger und führen neben Krinoiden und Radiolarien auch Schwammnadeln. Über den rötlich-gelben Kalken der Agatha-Formation der Profilbasis folgen bis zum Südgipfel des Hochreithberges weiße, dickbankige bis massige, Hornstein führende mikritische Kalke. Synsedimentäre Rutschstrukturen sind ein häufig auftretendes Merkmal dieses Profilabschnittes und weisen auf eine primäre Ablagerung an einem leicht geneigten Paläohang hin. Mikrofazial handelt es sich um feinkörnige, graue, krinoidenreiche Packstones mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Schalenresten. Krinoidenreiche Schüttungen wechseln im Schließmaßstab mit radiolarienreichen ab. Die radiolarienreichen Lagen sind oft durch diagenetische Lösungsprozesse verkieselt und durch die Ausbildung von Hornsteinen charakterisiert. Selten treten sehr feinkörnige, graue Mikrite (Radiolarien Wackestones mit Schwammnadeln und Sparitbruch) auf, in welche dünnsschichtige Packstones aus Krinoiden, Radiolarien, Sparitbruch und Mikritklasten eingelagert sind, die niedrigerenergetische Turbidite darstellen. Durch die typische Mikrofazies (Tafel 1: B–C, E–G) und das Auftreten von Mikrofossilresten der Schwebkrinoide *Saccocoma* sp. können diese Gesteine dem *Saccocoma*-Kalk (Kimmeridgium bis unteres Tithonium: GAWLICK et al., 2009) zugeordnet werden. Eingeschaltet in diese hemipelagischen Kalke sind am Reisenauer Riedl (Abb. 3) mehrere gröbere Bänke, die karbonatisches Flachwasser-material beinhalten (Abb. 4). Diese krinoidenreichen Packstones mit Mikritklasten, Sparitbruch, Ooiden, Textularien, lituloiden Foraminiferen wie *Nautiloculina* sp., *Thaumatoporella* sp., der Kalkalge *Clypeina jurassica* (FAVRE), dem Mikroproblematikum *Crescentiella* sp. sowie braunen Feinsiltsteinen (?Boden, Karst) (Tafel 1: H) repräsentieren den Einfluss der Plassen-Karbonatplattform im Faziesbereich des *Saccocoma*-Kalkes.

Aufschluss südlich Gipswerk Strubau, Lokalität „D“ in Abbildung 3

Der von PLÖCHINGER (1977) erwähnte Aufschluss von „Oberalm Kalken“ befindet sich in der ersten Kehre der Hochreithalmstraße, gegenüber vom Gipswerk (Abb. 3, „D“). Auch hier sind die hellen, Hornstein führenden Kalke als *Saccocoma*-Kalk (Krinoiden-Radiolarien Packstone) ausgebildet (Tafel 1: D).

Hügel südlich Bachbauer, Lokalität „E“ in Abbildung 3

Im Hangenden der Alpenen Haselgebirge Mélange treten hornsteinreiche, helle Kalke auf (Abb. 3, 5). Die massigen bis undeutlich gebankten Kalke sind aufgrund der Mikrofazies ebenfalls als *Saccocoma*-Kalke anzusprechen. Interessant ist, dass hier am Gipfel des Hügels, im stratigraphisch Hangenden der *Saccocoma*-Kalke, grobtektonische Barmsteinkalke auftreten, die aufgrund des mikrofazialen Befundes (siehe KRISCHE, 2012) obertithonen bis unterberriasischen bio- und lithoklastenreichen Flachwasser-Resedimenten entsprechen (Abb. 5). Diese Abfolge entspricht weitgehend der Abfolge des Sandling im Salzkammergut (vgl. GAWLICK et al., 2007, 2012).

Aufschluss Berggasthof Bachrainer, Lokalität „F“ in Abbildung 3

Das Profil entlang der Straße vom Berggasthof Bachrainer in Richtung Bachbauer zeigt obertithone bis unterberriasische, grobtektonische Barmsteinkalke und wellig gebankte,

schwarz-braune Kieselmergel der Roßfeld-Formation, welche diskordant von den Areniten der Zwieselalm-Formation (Thanetium, Paleozän: KRISCHE et al., 2012b) überlagert werden (Abb. 6A). *Saccocoma*-Kalke im direkten Kontakt zu den Barmsteinkalken sind hier nicht aufgeschlossen. Entlang der östlich in den oberen Kertererbachgraben führenden Forststraße (Abb. 3) stehen *Saccocoma*-Kalke aber an. Sie werden dort von Gesteinen der Alpenen Haselgebirge Mélange unterlagert.

Aufschluss nordöstlich Berggasthof Bachrainer, Lokalität „G“ in Abbildung 3

Ein isolierter Aufschluss nördlich der ersten Straßenkehre vom Berggasthof Bachrainer zum Bachbauer (Abb. 3) ist ein mehrere Meter langes Profil, bestehend aus *Saccocoma*-Kalk (?Kimmeridgium bis unteres Tithonium), Oberalm-Formation + Barmsteinkalken sowie krinoidenreichen Plattform-Resedimenten (oberes Tithonium bis mittleres Berriasium) und Schrambach-Formation (ruditisches/arenitische Brekzien, schwarze, kieselige Kalkarenite) aufgeschlossen (Abb. 6B). Die grobkörnigen Gesteine der Schrambach-Formation sind den silifizierten Turbiditen des Steinbruches Gartenau im Komponentenbestand ident und repräsentieren einen proximaleren Ablagerungsbereich dieser siliziklastisch beeinflussten Resedimente (vgl. KRISCHE & GAWLICK, 2010; siehe KRISCHE, 2012).

Aufschluss nordöstlicher Hochreithberg, Lokalität „H“ in Abbildung 3

In diesem Teil des Hochreithberges ist die Unterlagerung der mittelberriasischen Flachwasser-Resedimente durch *Saccocoma*-Kalke nur durch Lesesteine belegt. Über den krinoidenreichen Plattform-Resedimenten des mittleren Berriasium folgen ruditisches/arenitische Brekzienlagen, schwarze, kieselige Kalkarenite und dünn gebankte, schwarz-braune Kieselmergel der Schrambach-Formation. Die größeren Klastika sind durch ihre Mikrofazies und ihren Komponentenbestand mit jenen der Lokalität „G“ (siehe oben) vergleichbar.

Durch den mikrofazialen Befund können die hellen, hornsteinreichen Kalke der westlichen Weitenau (siehe Abb. 3, Tafel 1) einer distalen Beckenfazies-Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform (*Saccocoma*-Kalk mit zwischengeschalteten Flachwasserturbiditen) des Kimmeridgium bis unteren Tithonium zugeordnet werden. Die Ablagerung von *Saccocoma*-Kalken erfolgte dabei in den Beckenbereichen zwischen den isolierten Teilen der Flachwasserplattformen. Vergleichbare *Saccocoma*-Kalke sind im Hangenden der Sandlingalm-Formation mit ihrer Alpenen Haselgebirge Mélange Überlagerung zu finden, wie dies z.B. im Bereich des Sandling (Salzkammergut, GAWLICK et al., 2010) oder des Rötelstein (unpublizierte eigene Daten) in typischer Weise entwickelt ist. Die *Saccocoma*-Kalk-Entwicklung tritt im Bereich der Weitenau nur innerhalb der Hochreith Einheit, immer im stratigraphisch Hangenden der Alpenen Haselgebirge Mélange, auf. Das Vorkommen von Calpionellenkalken der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke kann durch die vorliegenden Ergebnisse am Reisenauer Riedl, am südlichen Hochreithberg und südlich des Gipswerkes Strubau definitiv nicht bestätigt werden. Auf Basis der neuen Ergebnisse entsprechen die in der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 94 Hallein (PLÖCHINGER, 1987) dargestellten Vorkommen von Oberalm-Formation an den genannten Lokalitäten dem *Saccocoma*-Kalk.

Radiolarienbiostratigraphie

Die Radiolarien wurden aus den hornsteinreichen *Saccocoma*-Kalken mit Hilfe von verdünnter Flusssäure bzw. verdünnter Essigsäure herausgelöst. Die biostratigraphische Einstufung erfolgte nach STEIGER (1992), BAUMGARTNER et al. (1995), SUZUKI & GAWLICK (2003) und GAWLICK et al. (2009).

Hochreithberg Süd, Lokalität „A“ in Abbildung 3

Die Probe OK-W720 stammt von der nach Südost führenden Forststraße, die von der Kreuzung Hochreithalmstraße-Bachrainer in Richtung Süden abzweigt (Abb. 3). Aus

dem höheren Teil des dort aufgeschlossenen, hornsteinreichen, hellen *Saccocoma*-Kalkes konnte folgende Radiolarienfauna bestimmt werden: *Emiluvia* cf. *hopsoni* PESSAGNO, *Favosyringium affine* (RÜST), *Katroma milloti* SCHAAF, *Morosyringium* cf. *limatum* (FOREMAN), *Patulibracchium* sp. A, *Podobursa* cf. *spinosa* OZVOLDOVA, *Podobursa* cf. *tetracola* FOREMAN, *Podocapsa amphitrepta* FOREMAN, *Sphaerostylus squinaboli* (TAN), *Triactoma notabilis* (PESSAGNO & YANG), *Triactoma tithonianum* RÜST, *Tritrabs exotica* (PESSAGNO). Durch das gemeinsame Auftreten von *Podocapsa amphitrepta* FOREMAN [ab unterem Kimmeridgium], *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) [bis U.A.-Zone 11], *Favosyringium affine* (RÜST) [ab unterem Tithonium] und *Katroma milloti* SCHAAF [Tithonium bis Berriasium: STEIGER, 1992] kann die Probe

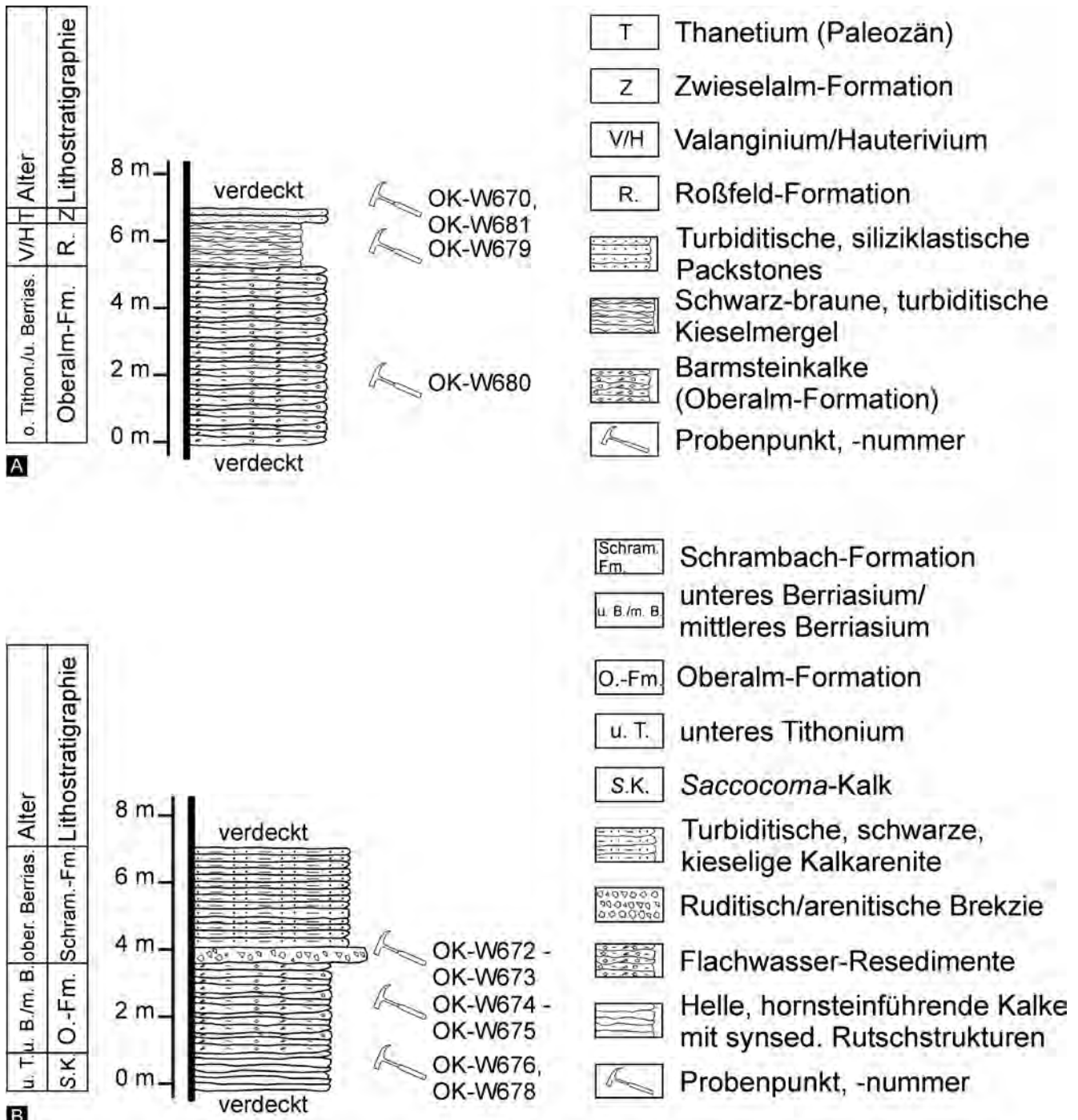


Abb. 6. Profilaufnahmen an den Aufschlusspunkten östlich Berggasthof Bachrainer. A: Lokalität entlang der Straße, „F“ in Abb. 3. B: Aufschlusspunkt nördlich der Straßenkehre, „G“ in Abb. 3.

OK-W720 in das untere Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra* Zone] eingestuft werden.

Hochreithberg Süd, Lokalität „B“ in Abbildung 3

Die Probe OK-W25 wurde von einem massigen, hellen, hornsteinreichen *Saccocoma*-Kalk am Gipfel des südlichen Hochreithberges genommen (Abb. 3). Es konnte folgende Radiolarienfauna bestimmt werden: *Archaeospongoprimum patricki* JUD, *Emiluvia hopsoni* PESSAGNO, *Favosyringium affine* (RÜST), *Helocingulum* cf. *polylophium* (FOREMAN), *Homoeoparonaella* sp. D sensu STEIGER, *Homoeoparonaella* cf. *argolidensis* BAUMGARTNER, *Katroma* cf. *tetrastyla* STEIGER, *Podobursa triacantha* (FISCHLI), *Podobursa triacantha tetraradiata* STEIGER, *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Pyramispongia barmsteinensis* (STEIGER), *Syringocapsa* aff. *agolarium* FOREMAN, *Tetracapsa* sp. A sensu SUZUKI & GAWLICK, *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO). *Archaeospongoprimum patricki* JUD tritt ab dem Oxfordium oder Kimmeridgium auf (unveröffentlichte Daten SUZUKI). *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) endet in der U.A.-Zone 11 und *Pyramispongia barmsteinensis* (STEIGER) kommt ab U.A.-Zone 11 vor (STEIGER, 1992). Nach STEIGER (1992) soll sich *Katroma tetrastyla* STEIGER auf das obere Tithonium beschränken. Als Alter für diese Probe kann somit der Grenzbereich unteres/oberes Tithonium [U.A.-Zonen 11–13, *Cinguloturris cylindra* Zone bis *Mirifusus diana globosus* Zone] angenommen werden.

Reisenauer Riedl, Lokalität „C“ in Abbildung 3

Die Proben entstammen einem Profil der wellig gebankten *Saccocoma*-Kalk-Abfolge am Ende der Forststraße, die vom Ortsteil Riersberg zum Reisenauer Riedl führt (Abb. 3, 4).

Die Probe OK-W219 ist die tiefste Radiolarienprobe im Profil (Abb. 4). Aus ihr stammt die folgende Radiolarienfauna: *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST), *Tetracapsa* cf. *lagenaria* (WU & LI), *Wrangellium* cf. *columnarium* JUD, *Zhamoidellum* cf. *ovum* DUMITRICA. In dieser Probe treten keine für das untere Tithonium charakteristischen Arten auf. Durch das Aussterben von *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA im unteren Tithonium (siehe GAWLICK et al., 2009) kann das Mindestalter festgelegt werden. Somit ergibt sich auf Basis der bestimmten Radiolarienfauna ein unteres Callovium [U.A.-Zone 8, *Zhamoidellum ovum* Zone] bis unteres Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra* Zone] Alter für diese Probe. Die biostratigraphische Reichweite von *Wrangellium* cf. *columnarium* JUD [ab U.A.-Zone 13, *Mirifusus diana globosus* Zone] muss weiter überprüft werden.

Die Probe OK-W220 (zur Lage im Profil siehe Abb. 4) ergab folgende Radiolarienfauna: *Emiluvia chica* FOREMAN, *Emiluvia* cf. *peccagnoii* FOREMAN, *Favosyringium affine* (RÜST), *Parvingula* cf. *boesii* (PARONA), *Patulibracchium* sp. A, *Podobursa triacantha tetraradiata* STEIGER oder *Podobursa* cf. *tetracola* FOREMAN, *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Syringocapsa* cf. *coronata* Form 2 sensu STEIGER, *Syringocapsa lata* YANG, *Tetracapsa accincta* (STEIGER) oder *Tetracapsa zweillii* (JUD), *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), *Wrangellium* cf. *hsuei* PESSAGNO & WHALEN. Die biostratigraphische Einstufung erfolgt mit Hilfe der Radiolarien *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN [ab unterem Kimmeridgium], *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) [bis U.A.-Zone 11] und *Favosyringium affine* (RÜST) [ab unterem Tithonium] und ergibt somit unteres Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra* Zone] als Alter. Das Vorkommen von *Tetracapsa zweillii* (JUD) (JUD, 1994: ab Berriasium) innerhalb dieser Radiolarien-Vergesellschaftung muss weiter überprüft werden. Die nah verwandte Art *Tetracapsa accincta* (STEIGER) kommt bereits ab

dem Tithonium vor. Die Art *Patulibracchium* sp. A wird erstmals erwähnt.

Aus der höchsten Probe (OK-W217) im Profil (Abb. 4) konnte folgende Radiolarienfauna gewonnen werden: *Acaeniotyle umbilicata* (RÜST), *Angulobracchia biordinalis* OZVOLDOVA, *Angulobracchia* sp. A sensu BAUMGARTNER, *Dibolachras chandrika* KOCHER, *Emiluvia chica* FOREMAN, *Emiluvia hopsoni* PESSAGNO, *Emiluvia* cf. *ordinaria* OZVOLDOVA, *Favosyringium affine* (RÜST), *Haliodyctya antiqua* (RÜST), *Hsuum* cf. *cuestaense* PESSAGNO, *Patulibracchium* sp. A, *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), *Podobursa triacantha hexaradiata* STEIGER, *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Protunuma multicostatus* HEITZER, *Syringocapsa lata* YANG, *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), *Triactoma tithonianum* RÜST, *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO), *Tritrabs exotica* (PESSAGNO). Die stratigraphisch wichtigen Radiolarienarten *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN [ab unterem Kimmeridgium], *Haliodyctya antiqua* (RÜST) [U.A.-Zonen 4–11], *Emiluvia* cf. *ordinaria* OZVOLDOVA [U.A.-Zonen 9–11], *Favosyringium affine* (RÜST) [ab unterem Tithonium], *Protunuma multicostatus* HEITZER [bis mittleres Tithonium] und *Angulobracchia biordinalis* OZVOLDOVA [U.A.-Zonen 9–11] ergeben ein unteres Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra* Zone] Alter für die Probe OK-W217. Auch in dieser Probe konnte *Patulibracchium* sp. A erstmalig bestimmt werden.

Auf der Basis dieser Ergebnisse ergibt sich als Altersumfang für die Abfolge am Reisenauer Riedl ?oberes Kimmeridgium bis unteres Tithonium. Dabei entwickelten sich die grauen *Saccocoma* Hornsteinbankkalke wahrscheinlich im Laufe des höheren Kimmeridgium aus den hier offensichtlich älteren Rotkalken der Agatha-Formation (Kimmeridgium).

Hügel südlich Bachbauer, Lokalität „E“ in Abbildung 3

Hier konnte entlang des Profiles (Abb. 5) aus der Probe OK-W90 folgende bestimmbare Radiolarien-Vergesellschaftung herausgelöst werden: *Emiluvia* cf. *hopsoni* PESSAGNO, *Favosyringium affine* (RÜST), *Katroma milloti* SCHAAF, *Morosyringium* cf. *limatum* (FOREMAN), *Patulibracchium* sp. A, *Podobursa* cf. *spinosa* (OZVOLDOVA), *Podobursa* cf. *tetracola* FOREMAN, *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Sphaerostylus squinaboli* (TAN), *Triactoma notabilis* (PESSAGNO & YANG), *Triactoma tithonianum* RÜST, *Tritrabs exotica* (PESSAGNO). Mit Hilfe der Radiolarien *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN [ab unterem Kimmeridgium], *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) [bis U.A. Zone 11], *Favosyringium affine* (RÜST) [ab unterem Tithonium] und *Katroma milloti* SCHAAF [Tithonium bis Berriasium: STEIGER, 1992] kann das Alter der Probe mit unterem Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra* Zone] angegeben werden. *Patulibracchium* sp. A tritt in dieser Probe ebenso auf.

Mit Hilfe der bestimmten Radiolarien können die *Saccocoma*-Kalke der westlichen Weitenau in das ?Kimmeridgium [U.A.-Zonen 10–11, *Podocapsa amphitreptera* Zone] bis unteres Tithonium [U.A.-Zonen 11–12, *Cinguloturris cylindra/Collicyrtidium rubetum* Zonen] eingestuft werden. Auffallend ist, dass in allen untersuchten Proben die eigentlich typische Radiolarienfauna des unteren Tithonium (z.B.: GAWLICK et al., 1999, 2009) weitgehend fehlt. Die Altersbestimmung basiert im Wesentlichen auf dem Aussterben älterer Arten im unteren Tithonium bzw. auf dem Erscheinen neuer Arten während dieser Zeitspanne und nicht auf dem Vorkommen von typischen Formen oder Radiolarien-Vergesellschaftungen des unteren Tithonium (BAUMGARTNER et al., 1995; GAWLICK et al., 2009). Ein Kimmeridgium Alter dieser Horn-

steinbankkalk-Abfolge kann deshalb auf Basis der Radiolarien-Biostratigraphie nicht ausgeschlossen werden.

Diskussion

Die Untersuchung der lithologisch der Oberalm-Formation nahestehenden Hornsteinbankkalke (*Saccocoma*-Kalk) im Bereich der westlichen Weitenau macht ein Überdenken der bestehenden Modelle zur geologischen Entwicklungsgeschichte im Bereich der sogenannten Weitenauer Mulde (PLÖCHINGER, 1983, 1990; vgl. SCHORN & NEUBAUER, 2011) unumgänglich. Der Bereich des Tauglboden-Beckens im Norden der Trattberg-Schwelle ist im Zeitbereich höchstes Oxfordium bis tiefstes Tithonium durch kondensierte Radiolarit-Sedimentation (z.B.: GAWLICK et al., 1999, 2007, 2012) gekennzeichnet. Aus der Abfolge des unteren Tithonium mit seinen mächtigen Resedimenten innerhalb radiolaritischer Hintergrundsedimente entwickelte sich die Oberalm-Formation + Barmsteinkalke ab dem Grenzbereich unteres/oberes Tithonium durch allmähliche Zunahme des Karbonatgehaltes. Paläogeographisch südöstlich schließt an das Tauglboden-Becken die Trattberg-Schwelle an, welche ab dem Grenzbereich unteres/oberes Tithonium zerbrach und absank (siehe auch KRISCHE et al., 2012a). Im Bereich der Trattberg-Schwelle liegen über dem erodierten Untergrund des rhätischen Dachsteinkalkes (FUGGER, 1905; PLÖCHINGER, 1953) diskordant unter-/obertithone Brekzienlagen („Oberalmer Basiskonglomerat“: KÜHNEL, 1925; PLÖCHINGER, 1951, 1953). Lithologisch gleichartige oligomikte Brekzien kamen auch im Verlauf des oberen Tithonium in Form der Resediment-Einschaltungen der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke zur Ablagerung. Der Sedimentationsbereich weiter im Süden, d.h. südlich der Trattberg-Schwelle und im Hangenden der Hallstatt Mélange mit der auflagernden Alpinen Haselgebirge Mélange, war entweder durch Ablagerung der Agatha-Formation (Kimmeridgium bis Tithonium: GAWLICK et al., 2009; in Schwellenpositionen bzw. in Beckenbereichen mit Mangelsedimentation) oder von *Saccocoma*-Kalken (ab möglicherweise Kimmeridgium bis unteres Tithonium; tiefere Hang- bis randliche Beckenpositionen) gekennzeichnet. Einzelne Flachwasser-Resedimente innerhalb der *Saccocoma*-Kalke belegen den Einfluss der Plassen-Karbonatplattform in diesem Zeitraum. Diese Darstellung der Paläogeographie für den Zeitbereich Kimmeridgium bis Grenze unteres/oberes Tithonium, nach der Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange über dem Sandlingalm-Becken und zeitgleich mit der Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform (ab oberem Oxfordium: AUER et al., 2009; ab Kimmeridgium bis unterem Berriasium: SCHLAGINTWEIT et al., 2003, 2005; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006), erfuhr ab dem Grenzbereich unteres/oberes Tithonium bis an die Jura/Kreide Grenze eine generelle, tektonisch bedingte Umstellung (GAWLICK et al., 1999, 2007, 2009, 2010, 2012; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006; SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2007; MISSONI & GAWLICK, 2011a, b). Dadurch kam es zu einer sehr differenzierten Ausbildung der einzelnen untersuchten Profile in Abhängigkeit von der Lage innerhalb der Plattform-Becken-Konfiguration oder im Bereich der Trattberg-Schwelle im Zeitraum Grenze unteres/oberes Tithonium bis mittleres Berriasium (siehe auch KRISCHE, 2012). Insgesamt betrachtet spiegeln alle untersuchten Lokalitäten (siehe Abb. 1) denselben übergeordneten Zyklus dieses Zeitraumes der geodynamischen Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen wider (KRISCHE,

2012). Für die Hochreith Einheit der Weitenau zeigt sich, dass die *Saccocoma*-Kalke oft von Barmsteinkalken (oberes Tithonium bis unteres Berriasium) (Lokalitäten „E“ und „F“ in Abb. 3, z.B. auch am Sandling: GAWLICK et al., 2007, 2010; oder Loser: GAWLICK et al., 2012) überlagert werden. Ebenso können im sedimentär Hangenden der *Saccocoma*-Kalke krinoidenreiche Flachwasser-Resedimente des mittleren Berriasium auftreten (Lokalitäten „G“ und „H“ in Abb. 3). Im Vergleich dazu folgen über Vorkommen der Agatha-Formation des zentralen Salzkammerguts krinoidenreiche Entwicklungen, die in Barmsteinkalke überleiten (Hornkogel: GAWLICK et al., 2010; Tressenstein: GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2009; GAWLICK et al., 2010). Die Abfolgen vom Kimmeridgium bis unteren Tithonium der Agatha-Formation und der *Saccocoma*-Kalke treten dabei immer im Hangenden oder im Nahbereich der Alpinen Haselgebirge Mélange (Grubach-Moosegg, Sandling, Rötelstein) auf.

Hingegen ist im Profil Schröckwald/Staudinger Köpfl eine obertithone bis mittelberriasische sedimentäre Abfolge im Hangenden der Alpinen Haselgebirge Mélange ausgebildet. Diese Entwicklung kann mit dem Profil des Steinbruches Gutratberg (siehe Abb. 1), wo die Alpine Haselgebirge Mélange innerhalb der obertithonen Oberalm-Formation resedimentierte, direkt verglichen werden (PLÖCHINGER, 1974, 1976, 1977; KRISCHE, 2012). Die von PLÖCHINGER (1979a, b, 1984) beschriebenen, mutmaßlich in die Abfolge der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke sedimentär eingegliederten Hallstätter Kalke westlich des Staudinger Köpfls (Abb. 3) können indes nicht bestätigt werden. Krinoidenreiche Flachwasser-Resedimente sowie Oberalm-Formation + Barmsteinkalke sind in der sedimentären Entwicklung südlich Rabenstein–St.Anton–Wurzer Scholle (Abb. 3) zu beobachten, wobei diese Abfolge von kieseligen Filamentkalken (KRISCHE, 2012), Kieselsedimenten und Hallstätter Kalken (PLÖCHINGER, 1979b, 1987; GAWLICK, 2004) unterlagert wird. Der Bereich der westlichen Weitenau ist durch im Regelfall nicht vollständig dokumentiertes Sedimentationsgeschehen charakterisiert. Viele der Abfolgen des Kimmeridgium bis unteren Tithonium werden von der Roßfeld-Formation (Valanginium bis unteres Barremium: KRISCHE, 2012) sedimentär bedeckt. Die Basis der unterkretazischen Abfolge besteht aus leicht verkieselten, turbiditischen Kalkareniten und Kieselkalken (Hochreith-Schichten: PLÖCHINGER, 1977) mit Brekzienlagen (KRISCHE, 2012). Aus den überlagernden gebankten oder turbiditischen, arenitischen Serien konnte HÄUSLER (1979) die Ammoniten *Crioceratites* sp. und *Phyllopachyceras* sp. bestimmen. Diese bezeugen ein Hauterivium Alter (mündl. Mitt. BUJTOR, 2013) der über den Kieselkalken der Hochreith-Schichten abgelagerten Serien der Roßfeld-Formation. Auf der Basis dieser gesammelten Ergebnisse muss die bis heute gängige (PLÖCHINGER, 1983, 1990; SCHORN, 2010; SCHORN & NEUBAUER, 2011), aber nicht unwidersprochen gebliebene (KRISCHE, 2012; siehe auch KRISCHE et al., 2011, 2012a, b) geologische Interpretation der Weitenau neu überdacht werden. Der Hochreithberg und seine Umgebung spielen hierbei eine Schlüsselrolle. War bisher davon ausgegangen worden, dass der Gips der Alpinen Haselgebirge Mélange auf Sedimentgesteinen der unterkretazischen Roßfeld-Formation (Grabenwald-Subformation des unteren Aptium: FUCHS, 1968; PLÖCHINGER, 1968) der Weitenauer Mulde auflagert (DEL-NEGRO, 1960; PLÖCHINGER, 1968, 1987, 1990; SCHORN, 2010; SCHORN & NEUBAUER, 2011), so konnte dies im Rahmen der Neuunter-

suchungen unzweifelhaft widerlegt werden. Stattdessen bildet der Gips der Alpenen Haselgebirge Mélange mit seiner primär auflagernden, reliktsch erhaltenen Abfolge des Kimmeridgium bis unteren Tithonium die sedimentäre Unterlagerung der unterkretazischen Serien der Roßfeld-Formation. Basierend auf den hier dargestellten Ergebnissen aus der Untersuchung der Hornsteinbankkalke der westlichen Weitenau und den geologischen Feldbefunden kann die finale Umlagerung der Alpenen Haselgebirge Mélange auf den Zeitraum Tithonium bis Valanginium eingegrenzt werden. Unter Zuhilfenahme von Untersuchungsergebnissen an anderen Lokalitäten (PETRASCHKEK, 1947; PLÖCHINGER, 1974, 1976, 1977, 1979b, 1984) und auf Basis der eigenen Neuuntersuchungen des Steinbruches Gutratberg und der Oberjura bis Unterkreide Serien von Bad Ischl (Abb. 2, siehe KRISCHE, 2012) kann die Platznahme noch detaillierter rekonstruiert werden. Vom Steinbruch Gutratberg ist seit PLÖCHINGER (1974, 1977) bekannt, dass das Haselgebirge (= die Alpine Haselgebirge Mélange) innerhalb der oberithonen Oberalm-Formation + Barmsteinkalke resedimentiert wurde. Laut PETRASCHKEK (1947) bilden graue Schrambach Kalke die Basis der Lagerstätte Grubach-Moosegg. Ein Vergleich der älteren Definition (Jura = Oberalm Kalk, Kreide = Schrambach Kalk, z.B.: FUGGER, 1907; DEL-NEGRO, 1960) mit neuen, biostratigraphisch unterstützten Daten und gemäß der mikrofaziellen, bio- und lithostratigraphischen Definition (z.B.: GAWLICK et al., 2009) zeigt, dass diese Gesteine auch der Oberalm-Formation (oberes Tithonium bis mittleres Berriasium) angehören können. Die sedimentäre Unterlagerung der Lagerstätte Grubach-Moosegg kann daher sowohl mit jener des Steinbruches Gutratberg als auch mit jener der Lagerstätte Bad Ischl (MEDWENITSCH, 1958; SCHAUBERGER, 1979; SCHÄFFER & STEIGER, 1986; KRISCHE, 2012) verglichen werden. Die Abfolge des Profils Staudinger Köpfl/Schröckwald kann, analog zu den Vorkommen Steinbruch Gutratberg und Bad Ischl, als die oberithone Überlagerung des Gipses interpretiert werden. Diese Verhältnisse an verschiedenen Lokalitäten legen nahe, dass die Platznahme jener Salz- und Gipslagerstätten, deren oberjurasische bis unterkretazische Überdeckung noch vorhanden und somit untersuchbar ist, zeitgleich im oberen Tithonium erfolgte. Für jene Lagerstätten, wie z.B. Altaussee und Bad Dürrnberg-Berchtesgaden, deren sedimentäre Überlagerung nur teilweise (z.B.: Sandling) bzw. in Folge von Erosion oder tektonischen Prozessen gar nicht erhalten geblieben ist, kann hinsichtlich einer oberithonen Umlagerung oder Nachbewegung nach der erstmaligen Platznahme im Oxfordium-/Kimmeridgium-Grenzbereich (GAWLICK et al., 2007, 2010, 2012) nur indirekt auf der Basis von Komponentenbestandsanalysen in jüngeren Sedimentgesteinen rückgeschlossen werden. Hier bieten sich vor allem die Barmsteinkalklagen des Tithonium-/Berriasium-Grenzbereichs innerhalb der Abfolgen nördlich der heutigen Lagerstättenposition an. In den beiden oben genannten Fällen Hallein-Bad Dürrnberg und Altaussee kann davon ausgegangen werden, dass Teile der ursprünglichen Lagerstätte im oberen Tithonium bzw. im Tithonium-/Berriasium-Grenzbereich durch tektonische Prozesse angeschnitten und freigelegt wurden und in der Folge Haselgebirge erodiert und umgelagert werden konnte. In beiden Fällen treten Haselgebirgskomponenten in der nördlich gelegenen Abfolge genau in der zu erwartenden stratigraphischen Position auf („Tonflatschenbrekzienhorizont“).

Die mit Hilfe der vorliegenden Ergebnisse dargestellte oberithone Resedimentation der Alpine Haselgebirge Mélange innerhalb der Oberalm-Formation bestätigt den bereits von PLÖCHINGER (1974, 1977) beschriebenen zeitlichen Umfang der Umlagerung. Um über die Mechanismen der Umlagerung mehr in Erfahrung zu bringen, muss die Datengrundlage aber wesentlich erweitert und deren Ergebnisse intensiv diskutiert werden (siehe KRISCHE, 2012). Durch den heute besser untersuchten Bau der zentralen Nördlichen Kalkalpen liefern die vorgestellten Daten einen weiteren Baustein für eine plausible Entwicklungsgeschichte im Zeitbereich höherer Oberjura und basaler Unterkreide.

Schlussfolgerungen

Die mikrofaziell-biostratigraphischen Untersuchungen der „stratigraphischen Oberalm Fenster“ in der westlichen Weitenau weisen die Vorkommen eindeutig als *Saccocoma*-Kalke aus. Diese karbonatische Beckenfaziesentwicklung im Kimmeridgium bis unteren Tithonium steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der gleichzeitigen Bildung der Plassen-Karbonatplattform. Die *Saccocoma*-Kalke können lithologisch, mikrofaziell und biostratigraphisch von sämtlichen Vorkommen von Oberalm-Formation + Barmsteinkalken der Weitenau und der südlichen Osterhorngruppe unterschieden werden. Sie spielen eine wesentliche Rolle für das Verständnis der Paläogeographie der Plassen-Karbonatplattform, der tektonischen Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen und der Entwicklungsgeschichte der alpinen Salz- und Gipslagerstätten im oberen Tithonium.

Das erste Eingleitereignis der Alpenen Haselgebirge Mélange erfolgte im Oxfordium-/Kimmeridgium-Grenzbereich in Form einer Platznahme über der Sandlingalm-Formation (GAWLICK et al., 2007, 2010, 2012) bei anschließender Überlagerung durch die Plassen-Karbonatplattform (Plassen Gruppe: Plassen-Formation, GAWLICK et al., 2009) bzw. Agatha-Formation und/oder *Saccocoma*-Kalk.

Tektonisch bedingte Umstellungen an der Grenze unteres/oberes Tithonium gingen mit einem Zerbrecen der Trattberg-Schwelle (basale Brekzienlagen) und einer Änderung der Progradationsrichtung der Plassen-Karbonatplattform inklusive der Bildung der Oberalm-Formation + Barmsteinkalke einher. Die zweite Brekzienbildungsphase (z.B.: Tonflatschenbrekzien: PLÖCHINGER, 1974) innerhalb der oberithonen Oberalm-Formation ist in Verbindung mit einem Aufleben tektonischer Aktivität zu sehen. Entlang von Störungszonen kam es zu einem Ausquetschen der von Sedimenten der Plassen-Karbonatplattform und *Saccocoma*-Kalken überlagerten, mobilen Alpenen Haselgebirge Mélange, deren Umlagerung und finaler Platznahme.

Die weitere sedimentäre Abfolge im Hangenden mit Oberalm-Formation (bis mittleres Berriasium: KRISCHE, 2012) und Schrambach-Formation spiegelt die generelle, regionale Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen mit dem Umschwung von kalkiger zu siliziklastischer Sedimentation wider. Das durch die Tektonik des oberen Tithonium entstandene Paläorelief, weitere tektonische Bewegungen im Valanginium und der Meeresspiegel-Tiefstand im mittleren Valanginium (GRADSTEIN et al., 2004) führten im Zusammenspiel zu lokaler Erosion. Während Teile des Beckens von tiefer greifender Abtragung verschont blieben, war der Bereich des Paläohochs des Hochreithberges ein Gebiet massiver Erosion, die bis auf den *Saccoco-*

ma-Kalk hinabgriff. Einzelne Profile (wie jene östlich des Berggasthofs Bachrainer und nordöstlich des Hochreithberges) blieben, bedingt durch ihre beckenwärtigere, tiefere Lage, größtenteils vor Abtragung verschont. Sie dokumentieren die ursprünglichen Abfolgen inklusive ihrer Schichtlücken, wie sie auch am Hochreithberg existiert haben könnten. Erst durch den erneuten Anstieg des Meeresspiegels ab dem oberen Valanginium (GRADSTEIN et al., 2004) und dem damit verbundenen, möglicherweise durch tektonische Prozesse verstärkten Absinken der Beckenbereiche konnte über diesem Paläorelief des Valanginium erneut eine Tiefwasserfazies (Hochreith-Schichten) sedimentiert werden. Diese verkieselten Kalkarenite und Kieselkalke wurden bisher einem tieferen Niveau der Unteren Roßfeldschichten angegliedert (PLÖCHINGER, 1977; RASSER et al., 2003). Mit dem heutigen Wissen sollten sie als lokale Ausbildung der Roßfeld-Formation im Bereich Hochreithberg verstanden werden (KRISCHE, 2012).

Durch tektonische und erosive Vorgänge sollen die von PLÖCHINGER (1977) beschriebenen „stratigraphischen Oberalmer Fenster“ des Hochreithberges entstanden sein. Aufgrund der Neubearbeitung müssen heute allerdings *Saccocoma*-Kalke des oberen Kimmeridgium bis unteren Tithonium als sedimentäre Unterlagerung der Hochreith-Schichten (ab beginnendem oberen Valanginium) gesehen werden. Der Begriff „Fenster“ soll nicht mehr verwendet

werden. Die *Saccocoma*-Kalke tragen mit ihrer nun teilweise entschlüsselten, vielphasigen Geschichte stark zum geologischen Gesamterscheinungsbild des Hochreithberges bei und haben wesentlichen Anteil an der Erklärung zur tektonischen Entstehung der Gipslagerstätte Grubach-Moosegg.

Die bisherige Annahme einer Unterkreide Platznahme der Alpen Haselgebirge Mélanges muss auf Basis der Neuergebnisse in das obere Tithonium korrigiert werden. Diese Neueinstufung der tektonischen Geschehnisse passt damit in das bisher bekannte Bild der tektonischen Entwicklungsgeschichte der südlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirolikum) für den Zeitraum Mitteljura bis höhere Unterkreide mit einer klaren Herausarbeitung des bisher in seiner Bedeutung nicht entsprechend gewürdigten Ereignisses im oberen Tithonium.

Dank

Die Geländetätigkeit von Oliver KRISCHE wurde durch das UZAG Programm (Universitätszentrum für Angewandte Geowissenschaften) finanziell unterstützt. Werner E. PILLER und Patrick GRUNERT sei gedankt für die Benützung des Rasterelektronenmikroskopes des Institutes für Erdwissenschaften (Karl-Franzens-Universität Graz). Herr Michael HELLWIG, Philipps-Universität Marburg/Lahn, fotografierte einen Teil der Radiolarienproben.

Literatur

- AUER, M., GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Spatial and temporal development of siliceous basin and shallow-water carbonate sedimentation in Oxfordian Northern Calcareous Alps. – *Facies*, **55**, 63–87, Berlin–Heidelberg.
- BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORIČAN, S., DUMITRICA-JUD, R., PILLEUIT, A., URQUHARDT, E., MATSUOKA, A., DANELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M. & STEIGER, T. (1995): Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. – In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORIČAN, S., URQUHARDT, E., PILLEUIT, A. & DE WEVER, P. (Hrsg.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. – *Mémoires de Géologie*, **23**, 37–685, Lausanne.
- BUJTOR, L., KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2013): Late Berriasian ammonite assemblage and biostratigraphy of the Leube quarry near Salzburg (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **267/3**, 273–295, Stuttgart.
- DEL-NEGRO, W. (1960): Salzburg. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, Bundesländerserie, 1–55, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundschau*, **68/1**, 93–120, Stuttgart.
- FENNINGER, A. (1972): Die Fauna und Flora der Barmsteinkalkbank B₂ im Raume des Trattberges (Osterhorngruppe, Salzburg). – *Ber. aus d. Haus d. Natur in Salzburg*, **3**, 10–23, Salzburg.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **92/5**, 712–727, Berlin–Heidelberg.
- FUCHS, W. (1968): Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 87–97, Wien.
- FUGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. – *Jb. Geol. R.-A.*, **55/2**, 189–216, Wien.
- FUGGER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österr. - ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 18 Hallein und Berchtesgaden. (Zone 13, Kol. VIII der Spezialkarte der Österr. - ungar. Monarchie im Maßstab 1:75:000. – 1–34, Geol. R.-A., Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2004): Die Gollinger Hallstätter Schollenregion – Neue Daten zur stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Geo. Alp*, **1**, 11–36, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Int. Journ. Earth Sci.*, **95**, 451–462, Berlin–Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision of the Tressenstein limestone: reinterpretation of the Late Jurassic to ?Early Cretaceous sedimentary evolution of the Plassen carbonate platform (Austria, Northern Calcareous Alps). – *Journal of Alpine Geology*, **51**, 1–30, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rundschau*, **87**, 644–657, Berlin–Heidelberg.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrnberg. – *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **236/3**, 351–421, Stuttgart.

- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein-Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. – *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**, 152 S., Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengenese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Exkursionsführer PANGEO 2010: Field Trip Guides*. – *Journal of Alpine Geology*, **53**, 63–136, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2012): Jurassic active continental margin deep-water basin and carbonate platform formation in the north-western Tethyan realm (Austria, Germany). – 29th IAS Meeting of Sedimentology Schladming, Austria: Field Trip Guides. – *Journal of Alpine Geology*, **54**, 189–291, Wien.
- GORIČAN, S. (1994): Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). – *Mémoires de Géologie*, **18**, 176 S., Lausanne.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH A. (2004): A Geologic Time Scale. – 589 S., Cambridge.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX + 950 S., 42 Taf., Gotha (Justus Perthes).
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – *Jb. Geol. B.-A.*, **122/1**, 75–141, Wien.
- JUD, R. (1994): Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of Western Tethys. – *Mémoires de Géologie*, **19**, 147 S., Lausanne.
- KRISCHE, O. (2012): Die Platznahme der Alpinen Haselgebirge Mélange: Die geodynamische Entwicklung der zentralen Nördlichen Kalkalpen im höchsten Ober-Jura und in der Unter-Kreide. – Unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben, 340 S., Leoben.
- KRISCHE, O. & GAWLICK, H.-J. (2010): Berriasian turbidites in the central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria): palaeogeography and hinterland reconstructions. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **72**, 60, Potsdam.
- KRISCHE, O., KURZ, W. & GAWLICK, H.-J. (2011): Prägosauic Bloc Re-Arrangement as Recorded From Late Jurassic to Early Cretaceous Facies Belts in the Central Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). – 10th Alpine workshop „CorseAlp2011“ Abstract Volume, S. 43, Pisa.
- KRISCHE, O., GAWLICK, H.-J. & KURZ, W. (2012a): Tithonian thrust-front break-down in the Northern Calcareous Alps (NCA), Austria. – *Abstract Book 29th IAS Meeting of Sedimentology*, S. 192, Schladming.
- KRISCHE, O., GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2012b): Resedimented Upper Paleocene shallow-water clasts (Kambübel Formation) in the Zwieselalm Formation of the Weitenau area and their tectonic implications (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Austr. J. of Earth Sc.*, **105/3**, 38–47, Wien.
- KÜHNEL, J. (1925): Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Land. – *Geol. Rundschau*, **16/5**, 378–383, Berlin.
- LEUSCHNER, K. (1989): Der Gollinger Schwarzenberg – Teil eines jurassischen Gleitschollenschwarms (Österreich, Salzburger Land). – Unveröff. Diplomarb. Philipps Univ. Marburg/Lahn, 1–66, Marburg.
- LIPOLD, M.V. (1854): Der Salzberg am Dürrnberg nächst Hallein. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, 590–610, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 133–200, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. Journ. Earth Sci.*, **100/7**, 1605–1631, Berlin–Heidelberg.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57**, 137–186, Berlin–Heidelberg.
- O'DOHERTY, L. (1994): Biochronology and paleontology of mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). – *Mémoires de Géologie*, **21**, 413 S., Lausanne.
- PETRASCHEK, W.E. (1947): Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1947/1–3**, 148–152, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1951): Aufnahmen auf Blatt Hallein-Berchtesgaden und Ischl-Hallstatt (Bericht 1950). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1951**, 36–41, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1952): Aufnahmen auf Blatt Hallein-Berchtesgaden und Ischl-Hallstatt (Bericht 1951). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1952**, 33–37, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – *Jb. Geol. B.-A.*, **96/2**, 357–372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1954): Aufnahmen 1953 auf Blatt Berchtesgaden (93). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1954**, 57–60, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968/1–2**, 80–86, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/1**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151/3**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1977): Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B I südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 3–11, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979a): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen östlich von Golling auf Blatt 94, Hallein. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/1**, A105–A106, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979b): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/2**, 181–194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. – *Sammlung Geologischer Führer*, **73**, 1–144, Berlin–Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – *Geol. Rundschau*, **73**, 293–304, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 1–76, *Geol. B.-A.*, Wien.
- RASSER, M.W., VAŠIČEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVÁ, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irrtümer. – In: PILLER, W.E. (Hrsg.): *Stratigraphia Austriaca*. – *Schriftenreihe der Erdwiss. Komm.*, **16**, 193–216, Wien.

- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee: Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwasser-Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jurastratigraphie München, 1–67, München.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 455–459, Wien.
- SCHLAGER, M. (1954): Beitrag zur Geologie des Trattberges. – Mitt. d. Naturwiss. Arbeitsgem. am (vom) Haus d. Natur in Salzburg, **3/4**, 11–26, Salzburg.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen Carbonate Platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurbesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and palaeogeography of eroded platforms. – *Facies*, **53**, 209–227, Berlin–Heidelberg.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zur Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, 1–34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen-Karbonatplattform der Typlokalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). – *Journal of Alpine Geology*, **47**, 11–102, Wien.
- SCHORN, A. (2010): The sulphatic Haselgebirge evaporite mélange revisited: evidence from the Mooslegg quarry within the central Northern Calcareous Alps. – 139 S., unveröff. Masterarb. Univ. Salzburg.
- SCHORN, A. & NEUBAUER, F. (2011): Emplacement of an evaporitic mélange nappe in central Northern Calcareous Alps: evidence from the Mooslegg klippe (Austria). – *Austr. J. of Earth Sc.*, **104/2**, 22–46, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). – *Zentralbl. f. Geol. u. Paläont. Teil I*, **1996**, 329–343, Stuttgart.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Ostertal-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). – *Zitteliana*, **19**, 1–188, München.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Die jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo Studien*, **2**, 115–122, Gmunden.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien.

Eingelangt: 17. März 2013, Angenommen: 3. Juni 2013

Tafel 1

Mikrofazies des Kimmeridgium bis unteren Tithonium, Kalke des südlichen Hochreithberges.

A: Agatha-Formation,

B bis H: *Saccocoma*-Kalk.

A: Packstone mit Ammoniten, rekristallisierten Radiolarien und Schalenresten, Probe OK-W476.

B: Feinkörniger Mikrit mit dichter Wackestone Schüttung aus Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln, Probe OK-W471.

C: Verkieselter Packstone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln und Mikritklasten, Probe OK-W466.

D: Dichter, verkieselter Wackestone mit rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch und Krinoiden, OK-W720.

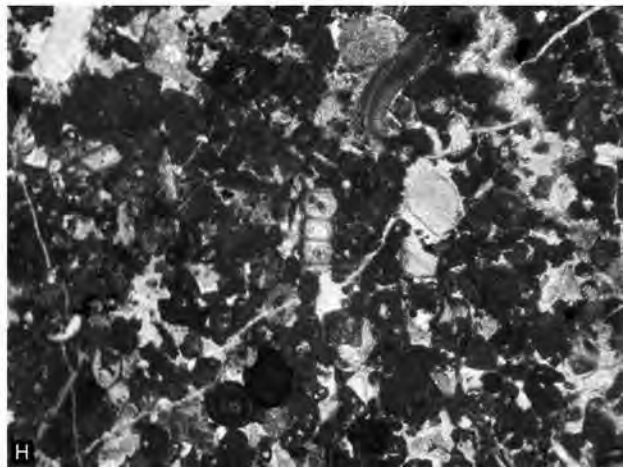
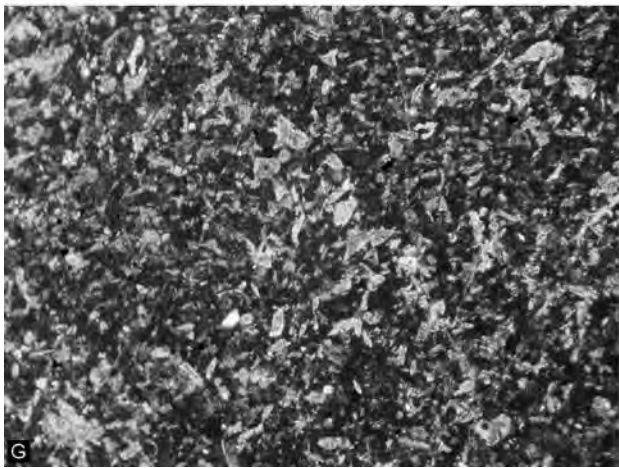
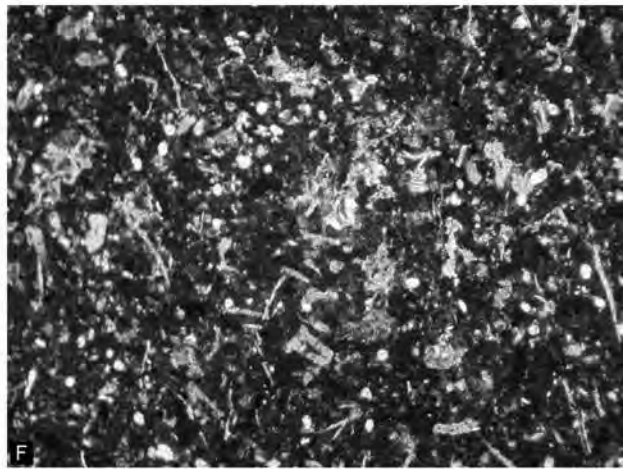
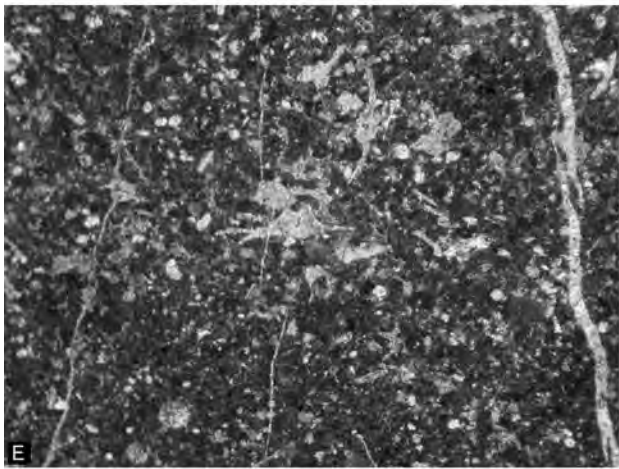
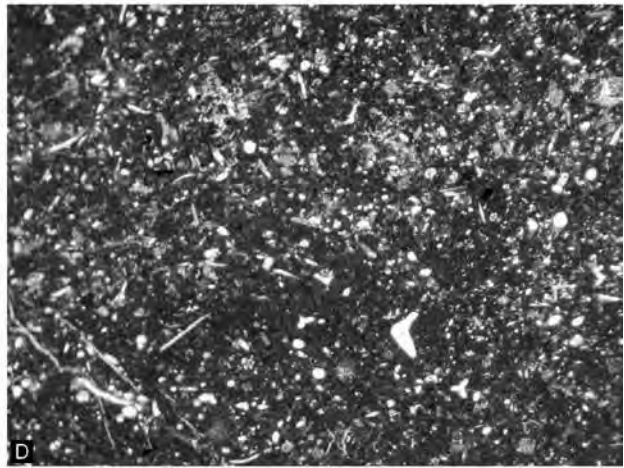
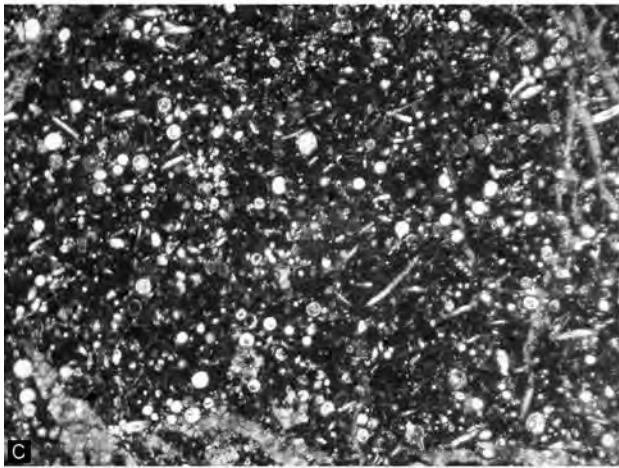
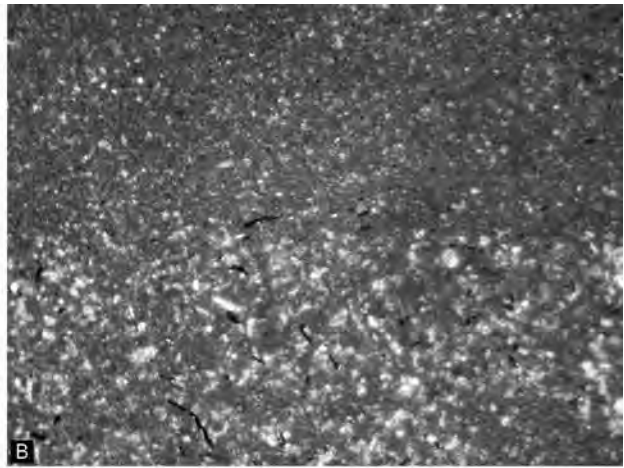
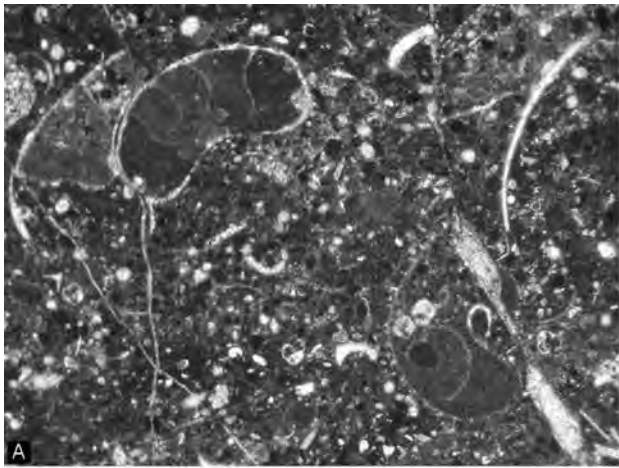
E: Packstone mit Mikritklasten, rekristallisierten Radiolarien, Sparitbruch und *Saccocoma* sp., Probe OK-W480.

F: Mikritklasten Packstone mit Sparitbruch, rekristallisierten Radiolarien, Schwammnadeln, Sparitbruch und Krinoiden, Probe OK-W224.

G: Krinoidenreicher Packstone mit syntaxialen Zementen, Mikritklasten, Sparitbruch und Schalenresten, Probe OK-W473.

H: Packstone mit Krinoiden (syntaxiale Zementränder), Ooiden, Clypeinenresten, *Crescentiella* sp., Mikritklasten, Sparitbruch und Siltkörnern, Probe OK-W479.

Bildbreite: A bis H = 0,5 cm.

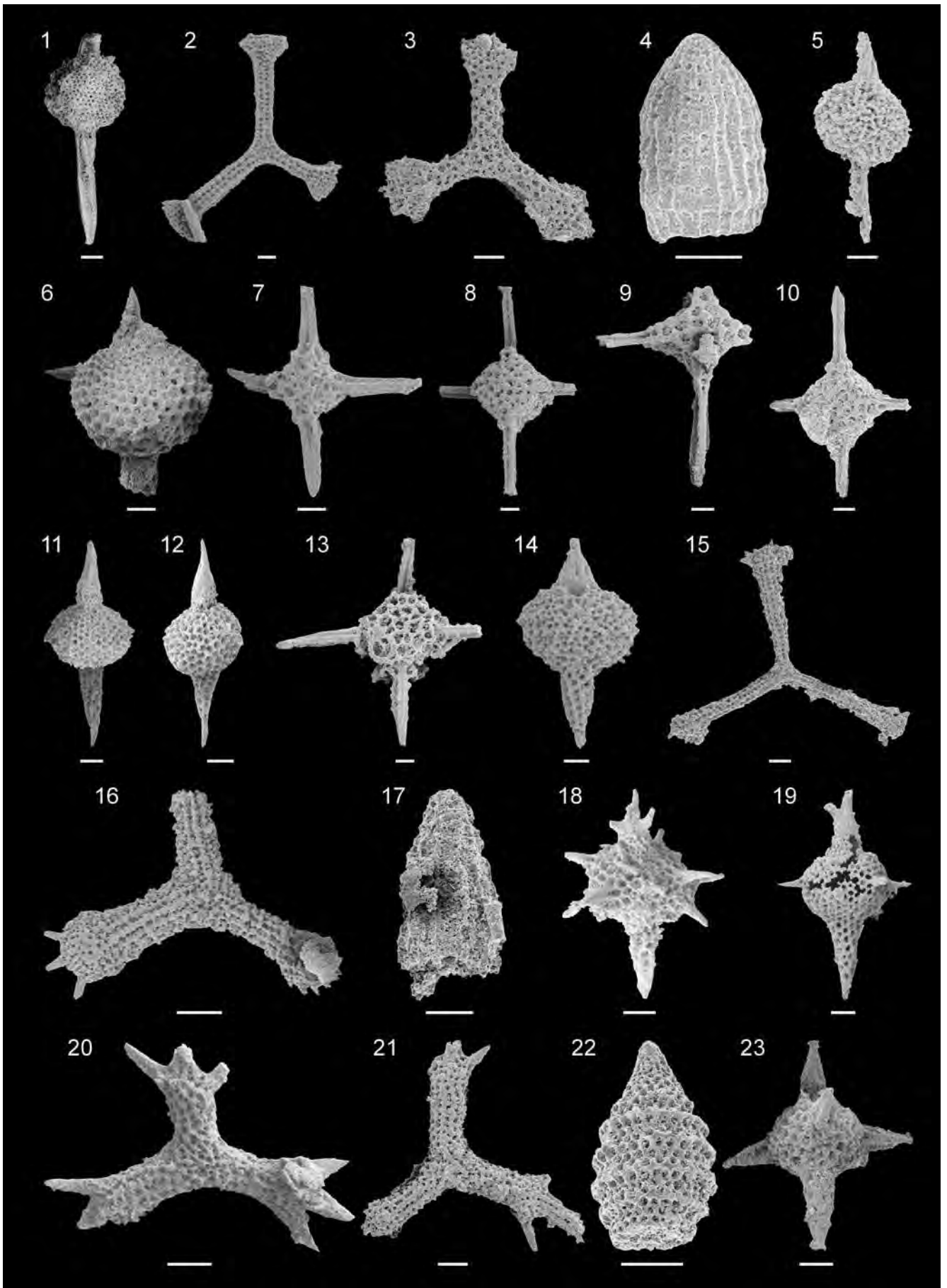


Tafel 2

Radiolarienfauna des ?Kimmeridgium bis unteren Tithonium, *Saccocoma*-Kalk, Teil 1.

- 1: *Acaeniotyle umbilicata* (RÜST), Probe OK-W217.
- 2: *Angulobracchia* sp. A sensu BAUMGARTNER, Probe OK-W217.
- 3: *Angulobracchia biordinalis* OZVOLDOVA, Probe OK-W217.
- 4: *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST), Probe OK-W219.
- 5: *Archaeospongoprunum* aff. *patricki* JUD, Probe OK-W25.
- 6: *Dibolachras chandrika* KOCHER, Probe OK-W217.
- 7: *Emiluvia chica* FOREMAN, Probe OK-W217.
- 8: *Emiluvia hopsoni* PESSAGNO, Probe OK-W217.
- 9: *Emiluvia* cf. *ordinaria* OZVOLDOVA, Probe OK-W217.
- 10: *Emiluvia* cf. *pessagnoii* FOREMAN, Probe OK-W220.
- 11: *Favosyringium affine* (RÜST), Probe OK-W25.
- 12: *Favosyringium affine* (RÜST), Probe OK-W220.
- 13: *Haliodictya antiqua* (RÜST), Probe OK-W217.
- 14: *Helocingulum* cf. *polylophium* (FOREMAN), Probe OK-W25.
- 15: *Homoeoparonaella* cf. *argolidensis* BAUMGARTNER, Probe OK-W90.
- 16: *Homoeoparonaella* sp. D sensu STEIGER, Probe OK-W25.
- 17: *Hsuum* cf. *cuetaense* PESSAGNO, Probe OK-W217.
- 18: *Katroma milloti* SCHAAF, Probe OK-W720.
- 19: *Katroma* cf. *tetrastyla* STEIGER, Probe OK-W25.
- 20: *Patulibracchium* sp. A, Probe OK-W720.
- 21: *Patulibracchium* sp. A, Probe OK-W217.
- 22: *Parvicingula* cf. *boesii* (PARONA), Probe OK-W220.002.
- 23: *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), Probe OK-W217.

Maßstabsbalken: 50 µm.

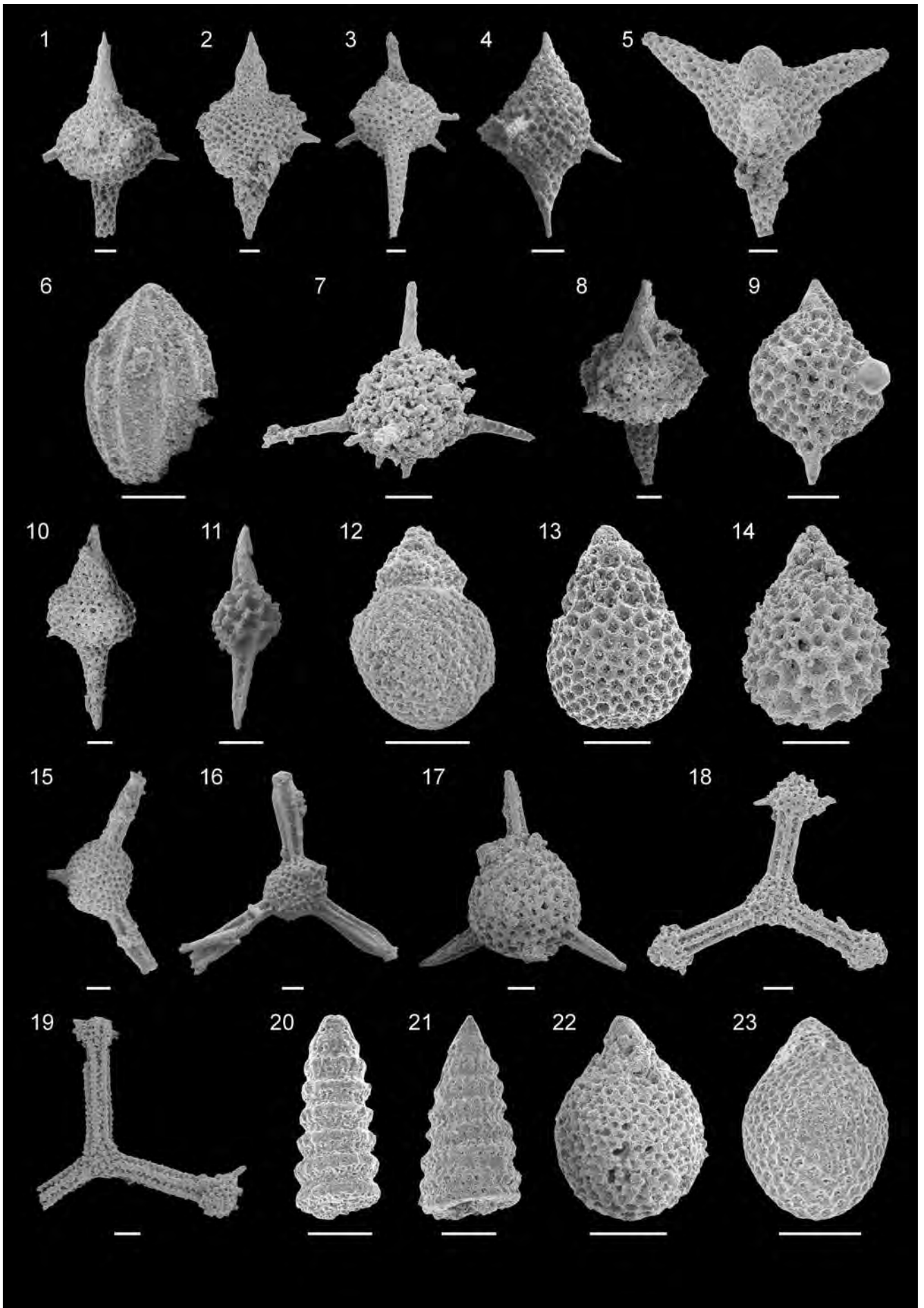


Tafel 3

Radiolarienfauna des ?Kimmeridgium bis unteren Tithonium, *Saccocoma*-Kalk, Teil 2.

- 1: *Podobursa triacantha* (FISCHLI), Probe OK-W217.
- 2: *Podobursa triacantha tetradialata* STEIGER, Probe OK-W25.
- 3: *Podobursa triacantha hexaradiata* STEIGER, Probe OK-W217.
- 4: *Podobursa* cf. *tetracola* FOREMAN, Probe OK-W720.
- 5: *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, Probe OK-W217.
- 6: *Protunuma multicostatus* HEITZER, Probe OK-W217.
- 7: *Pyramistongia barmsteinensis* (STEIGER), Probe OK-W25.
- 8: *Syringocapsa agolarium* FOREMAN, Probe OK-W90.
- 9: *Syringocapsa coronata* STEIGER, Probe OK-W220.
- 10: *Syringocapsa lata* YANG, Probe OK-W217.
- 11: *Sphaerostylus squinaboli* (TAN), Probe OK-W720.
- 12: *Tetracapsa* cf. *lagenaria* (WU & LI), Probe OK-W219.
- 13: *Tetracapsa zweillii* (JUD) oder *Tetracapsa accincta* (STEIGER), Probe OK-W220.
- 14: *Tetracapsa* sp. A sensu SUZUKI & GAWLICK, Probe OK-W25.
- 15: *Triactoma* cf. *jonesi* (PESSAGNO), Probe OK-W217.
- 16: *Triactoma notabilis* (PESSAGNO & YANG), Probe OK-W720.
- 17: *Triactoma tithonianum* RÜST, Probe OK-W217.
- 18: *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), Probe OK-W720.
- 19: *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO), Probe OK-W217.
- 20: *Wrangellium* cf. *columnarium* JUD, Probe OK-W219.
- 21: *Wrangellium* cf. *hsuei* PESSAGNO & WHALEN, Probe OK-W220.
- 22: *Zhamoidellum* cf. *ovum* DUMITRICA, Probe OK-W90.
- 23: *Zhamoidellum* cf. *ovum* DUMITRICA, Probe OK-W219.

Maßstabsbalken: 50 µm.



**On the Cretaceous Genus *Podoseris* DUNCAN, 1869
 (Scleractinia; Albian; England)**

ROSEMARIE C. BARON-SZABO*

2 Plates

Albian
 England
 Hunstanton Red Chalk
 Taxonomy
 Morphology
 Scleractinia

Contents

Zusammenfassung 97
 Abstract 97
 Introduction 98
 Material 98
 Systematic Paleontology 98
 Order Scleractinia BOURNE, 1900 98
 Suborder Fungiina VERRILL, 1865 98
 Family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943 98
 Subfamily Haplaraeinae VAUGHAN & WELLS, 1943 98
 Genus *Podoseris* DUNCAN, 1869 98
 Cretaceous species of *Podoseris* 99
 Taxonomic affinities of *Podoseris* 99
 Morphology of *Podoseris* 99
 Taxonomic considerations 100
 Lithology and Paleoenvironment of the type locality (Hunstanton Red Chalk) 100
 Acknowledgements 100
 References 100
 Plates 102

**Die kretazische Gattung *Podoseris* DUNCAN, 1869
 (Scleractinia; Albium; England)**

Zusammenfassung

Die Gattung *Podoseris* DUNCAN wird auf der Grundlage des Studiums von Typus- und Originalmaterial, welches von der Typuslokalität stammt, revidiert. Im Gegensatz zu der bislang traditionell vertretenen Auffassung, dass diese Gattung eine solitäre Form repräsentiert, zeigen jüngste Untersuchungen an Exemplaren von der Typuslokalität, dass die Typusart dieser Gattung, *P. mammiliformis* DUNCAN in späten Ontogeniestadien reptoide und subplocoide bis subfasciculate Kolonien bilden kann. Die Gattung *Podoseris* besitzt haplaraeide Septen- und Wandstrukturen. Bezüglich ihrer sowohl solitären als auch kolonialen morphologischen Korallumstypen weisen die Exemplare Ähnlichkeiten zu Gattungen, wie z.B. *Rhizangia* MILNE EDWARDS & HAIME und *Brachyphyllia* REUSS auf.

Abstract

The scleractinian genus *Podoseris* DUNCAN is revised on the basis of the study of type and original material from the type locality. In contrast to traditional interpretations, according to which this genus is considered a solitary form, the study of topotypes from the type locality of the type species of the genus *P. mammiliformis* DUNCAN shows that it has the capability to form colonial reptoid and subplocoide to subfasciculate clumps in later stages of ontogeny. The genus *Podoseris* is characterized by septal and thecal structures which are similar to the kinds seen in the haplaraeids. Regarding morphological features of its solitary and colonial stages, this genus corresponds to, e.g. *Rhizangia* MILNE EDWARDS & HAIME, and *Brachyphyllia* REUSS.

* ROSEMARIE C. BARON-SZABO: Smithsonian Institution, Department of Invertebrate Zoology, MRC-163, W-329, P.O. Box 37012, Washington, D.C. 20013-7012, United States of America. rosemarie_baronszabo@yahoo.com; Research Institute Senckenberg, Senckenberganlage 25, 60325 Frankfurt, Germany. Rosemarie.Baron-Szabo@senckenberg.de

Introduction

The genus *Podoseris* DUNCAN, 1869, represents a poorly known taxon which has been considered endemic to its type locality, the Hunstanton Red Chalk (middle to late Albian) of Norfolk, England. Since it was first described by DUNCAN (1869, p. 25, Pl. 9, Figs. 2–15), the genus *Podoseris* has been briefly mentioned by many authors, but without a description or illustration. Until the first photographic documentation was given in 2002 (BARON-SZABO, 2002, Pl. 73, Fig. 4), this genus had been illustrated three times in works by DUNCAN (1869, Pl. 9, Figs. 2–15; 1889, Pl. 5, Figs. 1–14) and TOMES (1885, Pl. 14, Figs. 7–9). In a recently carried out revision, further photographic material of this genus was provided (LÖSER, 2012). Up to now, the

genus *Podoseris* was considered to form only solitary corallia. However, in stating "...while in three instances only have I seen the corallites connected by the calcified stolon...", TOMES (1885, p. 550) was the first to imply that this genus could also form colonies.

The purpose of this paper is to illustrate unpublished material belonging to the genus *Podoseris* from the type locality that was found in the Duncan (= Wiltshire), Tomes, and H. le Strange collections deposited in the Natural History Museum London, as well as to establish the taxonomic position of the genus, to document its various growth forms and to compare them to taxonomically unrelated groups.

Material

The material used in this work includes specimens from:

NHM Natural History Museum London, UK.

SMNS State Museum of Natural History Stuttgart, Germany (Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, Deutschland).

Note that specimens marked with * represent material from the type locality of *Podoseris* (middle to late Albian, Hunstanton Red Chalk, Hunstanton, Norfolk, England):

**Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869, NHM R.25089 (marked as holotype).

**Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869, NHM R.6459 (topotype, Tomes collection, original material of TOMES, 1885, p. 550, Pl. 14, Fig. 7).

**Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869, NHM R.6460 (topotype, Tomes collection, original material of TOMES, 1885, Pl. 14, Fig. 8).

**Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869, NHM R.42034 (topotype, H. le Strange collection).

**Podoseris elongata* DUNCAN, 1869, NHM R.25091 (topotype [?holotype]; this specimen might correspond to the one figured in DUNCAN [1889, p. 26, Pl. 5, Figs. 14–16]. Based on its collection number, it most likely belongs to the type series by Duncan and could, therefore, be the holotype).

**Podoseris jessoni* DUNCAN, 1889, NHM R.25087 (marked as holotype).

**Podoseris anomala* DUNCAN, 1889, NHM R.25086 (marked as holotype).

Haplaraea elegans MILASCHEWITSCH, 1876, SMNS 21874 (syn-type, figured in MILASCHEWITSCH, 1876, p. 229, Pl. 51, Fig. 2), Late Jurassic, Nattheimer Schichten, Germany. This taxon represents the type species of the genus *Haplaraea* and, therefore, embodies the nominatform of the haplaraeid-group. This specimen is presented on Pl. 1, Figs. 1–4.

Systematic Paleontology

Order Scleractinia BOURNE, 1900

Suborder Fungiina VERRILL, 1865

Family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943

Diagnosis: Solitary and colonial. Colony formation by intra- and extratentacular budding. Corallite wall synapticulothecal, poorly defined or absent, costate, usually epithecate, porous. Septa exsert, composed of one fan system of compound trabeculae, with vertical axis of divergence, irregularly porous and thick. Dissepiments thin. Columella absent or parietal or feebly developed.

Remarks: DUNCAN (1884) described the family Podoseriidae (= Podoserioida DUNCAN, 1884, p. 153) which is, however, a *nomen oblitum*.

Subfamily Haplaraeinae VAUGHAN & WELLS, 1943

Diagnosis: Solitary and colonial. Polyps rather large, with a wide base of attachment. Trabeculae thick. Synapticulae numerous. Columella parietal. Dissepiments thin, large.

Genus *Podoseris* DUNCAN, 1869

Pl. 1, Figs. 5–8; Pl. 2, Figs. 1–6

Type species: *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869, middle to late Albian of England (Hunstanton Cliff near Hunstanton, Norfolk).

Diagnosis: Solitary, forms cupulate, tympanoid to cylindrical with a corallite diameter to around 15 mm (in specimens corresponding to the species *mammiliformis*). Colonial forms arranged in reptoid (as in, e.g. *Rhizangia*) or subplocoid-subfasciculate, sometimes encrusting clumps (as in, e.g. *Brachyphyllia*), connected by a lamellar coenosteum that appears unstructured and dense, or ?vesicular. Solitary stage probably with a corallite height to 5 mm, or, as a result of re-juvenation of the solitary stage, much higher (at least to 40 mm). Budding intracalicular-marginal and extracalicular. Costosepta generally compact with a small number of mainly axially occurring pores. Anastomosis present. Sep-

tal thickness ranges between 65 and around 600 µm. Septal flanks covered with granules varying in size and shape (e.g. rounded, pointed, flat, long and hook-like); laterally (conical to hook-like) and distally (rather regular teeth) ornamentations are similar to the kinds seen in the genus *Haplaraea*. Endothecal dissepiments vesicular, thin, irregularly disposed. Columella parietal. Synapticulae present. Wall parasynapticulothecal, porous.

Cretaceous species of *Podoseris*

From the Cretaceous (middle to late Albian of England; Hunstanton Cliff near Hunstanton, Norfolk), DUNCAN (1869, 1889) described seven species: *P. mammiliformis* DUNCAN, 1869; *P. affinis* DUNCAN, 1889; *P. anomala* DUNCAN, 1889; *P. brevis* DUNCAN, 1889; *P. dubia* DUNCAN, 1889; *P. elongata* DUNCAN, 1869; *P. jessoni* DUNCAN, 1889.

Due to their great re-juvenating potential, individual specimens of the species of this genus show remarkable morphological plasticity, resulting in ever changing corallite diameters and septal numbers throughout their ontogeny. Therefore, a clear specific distinction of the species described is problematic. LÖSER (2012) considered all the species from the type locality synonymous, by which, however, he combines species with larger corallites having a smaller number of septa with those with smaller corallites that have a larger number of septa. Based on these characters, the English species can be grouped in two categories:

***P. mammiliformis* DUNCAN, 1869, p. 25, Pl. 9, Figs. 2–5** (= *P. affinis* DUNCAN, 1889; *P. anomala* DUNCAN, 1889; *P. brevis* DUNCAN, 1889; *P. dubia* DUNCAN, 1889):

In corallites with diameters of 6–7 mm, there are usually 4 complete cycles of septa in 6 irregular systems (= 48 septa); in corallites with diameters of around 10 mm, there are around 80 septa; and in corallites that have a diameter of 12 mm and larger, there are at least 5 complete cycles of septa in 6 irregular systems (96 or 96 + s6 septa).

***P. elongata* DUNCAN, 1869, p. 24, Pl. 9, Figs. 16–17** (= *P. jessoni* DUNCAN, 1889):

In corallites with diameters of up to 13 mm, there are septa arranged in 4 complete and some of the beginning 5th cycle in 6 irregular systems (= in a corallite with a diameter of 9 mm, usually 50–60 septa are present; in corallites ranging between 11.5 and 13 mm in diameter, there are around 80 septa in 6 irregular systems).

Taxonomic affinities of *Podoseris*

In forming a cupolate corallum and having compact costosepta; synapticulae; a parietal-papillose columella; (sparse) endothecal dissepiments; synapticulothecal wall; and septal ornamentations which resemble the kinds seen in *Podoseris*, the material described as *Actinoseris* ? *alloiteaui* by BEAUVAIS & ZLATARSKI (1966), from the Barremian (? or Aptian) of Bulgaria appears to be related to the genus *Podoseris*.

Morphology of *Podoseris*

Recently, LÖSER (2012: p. 9) carried out a revision of the genus *Podoseris* DUNCAN, in which he stated that, “the genus can be confounded with the very early stages of any colonial corals [...]. From the type locality of the type species of *Podoseris* mam-

miliformis, no other corals are known, so that it can be excluded that *Podoseris* represents just early stages of colonial corals.” However, this is a fallacy as it cannot be concluded that the maximum size of a species found in one locality, especially with conditions unfavorable for coral growth, represents the maximum size reached by the very same species in other localities. Investigation by e.g. BARON-SZABO (1997, 2003) and SANDERS & BARON-SZABO (2008) on Upper Cretaceous corals from the Gosau Group clearly showed that in areas unfavorable for coral growth the size reached by corals of all taxa were significantly smaller than the size of the very same taxa in other areas favorable for coral growth (also compare SANDERS & BARON-SZABO, 2005). Colonial corals with an extended solitary stage would remain solitary. Moreover, species forming various types of solitary conical coralla before becoming colonial have been repeatedly documented: In the type material of the Upper Cretaceous taxon *Rhabdopsammia lanquinei* ALLOITEAU, 1952, the corallum occurs in the solitary stage up to the corallum height of around 25 mm (ALLOITEAU, 1957; CAIRNS, 2001; BARON-SZABO, 2002, Pl. 56, Fig. 3). Closely corresponding observations have been reported for species of other Cretaceous and Tertiary genera like, e.g. *Brachyphyllia* REUSS, 1854 (in *B. felixi* BARON-SZABO, 2000, Pl. 11, Fig. 5), *Syzygophyllia* (SANDERS & BARON-SZABO, 2007), and *Sideroseris* WELLS, the latter of which stays in the solitary stage until the corallum has reached a height of around 10 mm (BARON-SZABO et al., 2004; BARON-SZABO, 2008, p. 158–159, Text-Fig. 31). A good example is *Sideroseris*, a taxon which was reported from the type locality (Eocene of Barbados) by a single solitary corallum, but was later observed solely occurring with a colonial-branching polyp integration in the Palaeocene of southern France (ALLOITEAU & TESSIER, 1958; see BARON-SZABO, 2008, p. 158–159), and was additionally documented in both solitary and colonial stages from the Paleocene of Argentina (BARON-SZABO et al., 2004, and unpublished data) and the Eocene of Mexico (FROST & LANGENHEIM, 1974, p. 212–214, Pl. 69, Figs. 1–9). In light of this evidence, the conclusions by LÖSER (2012) can only be considered implausible.

In addition, Löser’s statement that only solitary corals are known from the type locality of *Podoseris mammiliformis* (Hunstanton, Norfolk, Red Chalk) is incorrect. There are several colonial specimens in the Tomes and H. le Strange collections from the type locality Hunstanton, Norfolk (verification of locality data of the material by Jill DARRELL, British Museum London, pers. comm. March 8th, 2013), which, based on their skeletal features, show colonial polyp integration (see Pl. 1, Fig. 8 and Pl. 2, Figs. 1, 4–6) as well as very close affinities to *Podoseris mammiliformis*. In *Podoseris* coralla can remain in the solitary stage to at least 40 mm in height as can be seen in Fig. 4 of Pl. 2. The solitary stage consists of a series of re-juvenation processes. The colonial stage can therefore be assumed to possibly also occur at a much smaller corallum height of around 5 mm (measurement taken from corallum of latest re-juvenation cycle). Moreover, in some specimens from the type locality of the type species of the genus *Podoseris*, corallites are arranged in encrusting colonies having reptoid or subplocoid polyp integration, which was previously pointed out by TOMES (1885). The original specimens of TOMES (1885) are figured on Pl. 1, Fig. 8 and Pl. 2, Fig. 1.

Taxonomic considerations

The taxonomic position of the genus *Podoseris* has long been discussed. Originally, DUNCAN (1869) placed it in the family Fungiidae DANA, 1846. Later, TOMES (1885) synonymized *Podoseris* with the genus *Rhizangia* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848. VAUGHAN & WELLS (1943) and WELLS (1956) questionably grouped *Podoseris* with the family Astrangiidae VERRILL, 1869, which was later interpreted to be a junior synonym of the family Rhizangiidae D'ORBIGNY, 1851 (see WELLS, 1956, p. F.410). BARON-SZABO (2002) grouped this genus with the family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943. On the basis of the alleged presence of pennulae, LÖSER (2012) grouped *Podoseris* with the family Synastreidae ALLOITEAU, 1952. Pennulae are cup- or hook-shaped extensions which stand off the septal flanks and are positioned in an alternating fashion with regard to the ones of neighboring septa. In addition, in cross view these cup- or hook-shaped extensions are positioned in a way by which they stand off with the septal trabeculae as central points (GILL, 1967, 1982; and pers. comm. Bernard LATHUILLIÈRE, 2013). In *Podoseris*, however, lateral extensions often stand in one plane (non-alternating) and, instead of forming processes expanding from the trabeculae center, they are occasionally formed by what appears to be diverging trabeculae, which, to some extent, are comparable to the kinds seen in e.g. forms assigned to *Columnocoenia* (see MORYCOWA, 1971). MORYCOWA & RONIEWICZ

(1995) described for some members of the family Synastreidae structures, which they referred to as decomposed pennulae. But those features as well show the basic pennulae formation as the decomposing effects are observed on the pennulae edge. Therefore, the genus *Podoseris* is excluded from the family Synastreidae ALLOITEAU, 1952, and kept with the family Haplaraeidae VAUGHAN & WELLS, 1943.

Lithology and Paleoenvironment of the type locality (Hunstanton Red Chalk)

The Hunstanton Formation is generally characterized by rubbly to massive chalks with marl bands; typically pink to brick-red (due to disseminated hematite), locally grey due to secondary alteration of the iron minerals. Its lower part is commonly weakly sandy (HOPSON et al., 2008: p. 55). Paleocologically, this formation was formed in a shallow marine, low-energy environment with alternating periods of sedimentation and non-deposition, during which iron-oxide hardgrounds developed (OWEN, 1995). These environmental features are comparable to some coral-bearing sites of the Gosau Group characterized by soft-bottom, low-energy environments, e.g. the deposits of the Tyrolean Brandenberg, Hochmoos and Grabenbach layers of the greater Salzburg area, and other sites. These layers are often dominated by forms of the solitary cupolate genus *Cun-nolites* or very small-sized colonial specimens (BARON-SZABO, 1997, 2003; SANDERS & BARON-SZABO, 2008).

Acknowledgements

I am very grateful to Dennis OPRESKO (Knoxville, TN) for providing most helpful comments on the manuscript. My thanks go to Dragica TURNŠEK (Ljubljana, Slovenia), Steve CAIRNS (Smithsonian Institution, Washington, D.C.) and Bernard LATHUILLIÈRE (Nancy, France) for many discussions on coral taxonomy. Type material was made accessible to me by Jill DARRELL (The Natural History Museum, London, UK), Irene ZORN (Geological Sur-

vey of Austria, Vienna), and Günter SCHWEIGERT (Natural History Museum at "Löwentor", Stuttgart, Germany). As a Research Associate of the Smithsonian Institution, Washington, D.C., and Honorary Research Member of the Senckenberg Research Institute, Frankfurt/Main, Germany, the author would like to express her deep appreciation for the continuing support of both institutions.

References

- ALLOITEAU, J. (1952): Embranchement des Coelentérés. II. Madréporaires post-paléozoïques. – In: PIVETEAU, J. (Ed.): *Traité de Paléontologie*, **1**, 539–684, Paris.
- ALLOITEAU, J. (1957): Contribution à la systématique des Madréporaires fossiles. – Centre National de la Recherche Scientifique, 462 p, Paris.
- ALLOITEAU, J. & TISSIER, J. (1958): Les Madréporaires du Montien des Petites Pyrénées. – *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse*, **93**, 243–291, Toulouse.
- BARON-SZABO, R.C. (1997): Die Korallenfazies der ostalpinen Kreide (Helvetikum: Allgäuer Schrättenskalk; Nördliche Kalkalpen: Brandenberger Gosau). *Taxonomie, Palökologie*. – *Zitteliana*, **21**, 3–97, Pls. 1–16, München.
- BARON-SZABO, R.C. (2000): Late Campanian-Maastrichtian corals from the United Arab Emirates-Oman border region. – *Bulletin of the Natural History Museum (Geology Series)*, **56**, 91–131, London.
- BARON-SZABO, R.C. (2002): Scleractinian Corals of the Cretaceous. A Compilation of Cretaceous Forms with Descriptions, Illustrations and Remarks on Their Taxonomic Position. – 539 pp., 142 Pl., Knoxville, Tennessee, USA (R.C. Baron-Szabo).
- BARON-SZABO, R.C. (2003): Taxonomie und Ontogenie von scleractinien Korallen der ostalpinen Oberkreide (Hochmoos- und Grabenbachschichten, Gosau-Gruppe, Santon). – *Jb. Geol. B.-A.*, **143**, 107–201, Wien.
- BARON-SZABO, R.C. (2008): Corals of the K/T-boundary: Scleractinian corals of the suborders Dendrophylliina, Caryophylliina, Fungiina, Microsolenina, and Stylinina. – *Zootaxa*, **1952**, 244 pp., Auckland, New Zealand.
- BARON-SZABO, R.C., CASADIO, S. & PARRAS, A. (2004): First shallow water scleractinian coral reef from the Danian, northern Patagonia, Argentina. – *Ameghiniana*, **40**, R79, Buenos Aires.
- BEAUVAIS, L. & ZLATARSKI, V. (1966): *Actinoseris ? alloiteaui* sp. n. Madréporaires Crétacé inférieur de la Bulgarie. – *Comptes rendus de l'Académie Bulgare des Sciences*, **19**, 1171–1173, Sofia.
- BOURNE, G.C. (1900): The Anthozoa. – In: LANKESTER, E.R. (Ed.): *A Treatise on Zoology*. Part 2. – 1–84, London (Adam & Charles Black).
- CAIRNS, S.D. (2001): A generic revision and phylogenetic analysis of the Dendrophylliidae (Cnidaria: Scleractinia). – *Smithsonian Contributions to Zoology*, **615**, 75 pp., Washington, D.C.

- DANA, J.D. (1846): Zoophytes. Volume VII of the United States Exploring Expedition. During the Years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842. Under the command of Charles Wilkes, U.S.N., 7, 740 pp., Philadelphia (Lea and Blanchard).
- DUNCAN, P.M. (1869): A monograph of the British fossil corals. Second series. Part II, No. 1. Corals from the White Chalk, the Upper Greensand, and the Red Chalk of Hunstanton. – Monograph of the Palaeontographical Society, **22**, 1–26, Pls. 1–9, London.
- DUNCAN, P.M. (1884): A revision of the families and genera of the sclerodermic Zoantharia Edwards et Haime, or Madreporaria (*M. Rugosa* excepted) (1–4). – Journal of the Linnean Society of London, Zoology, **18**, 1–204, London.
- DUNCAN, P.M. (1889): On the Cretaceous species of *Podoseris*. – Annals and Magazine of Natural History, Series 6, **4**, 24–36, 1 Pl., London.
- FROST, S.H. & LANGENHEIM, R.L. (1974): Cenozoic Reef Biofacies: Tertiary Larger Foraminifera and Scleractinian Corals from Chiapas, Mexico. – 388 pp., DeKalb (Northern Illinois Press).
- GILL, G.A. (1967): Quelques précisions sur les septes perforés des polypiers Mésozoïques. – Mémoires de la Société Géologique de France, **106**, 53–83, Pls. 5–12, Paris.
- GILL, G.A. (1982): A supposed rhythmic mechanical process in coral skeletal growth. – In: MONTANARO-GALLITELLI, E. (Ed.): Palaeontology, Essential of Historical Geology. – Proceedings of the 1st International Meeting on Palaeontology, Venice, June 2–4, 1981, 445–466, Modena.
- HOPSON, P.M., WILKINSON, I.P. & WOODS, M.A. (2008): A stratigraphical framework for the Lower Cretaceous of England. – British Geological Survey, NERC, Research Report **RR/08/03**, 77 pp., Keyworth, Nottingham.
- LÖSER, H. (2012): *Podoseris* – a poorly known solitary coral from the Albian of England (Scleractinia). – Palaeodiversity, **5**, 7–11, Stuttgart.
- MILASCHWITSCH, C. (1876): Die Korallen der Nattheimer Schichten. Zweite Abtheilung. – Palaeontographica, **21**, 181–241, Cassell.
- MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. (1848): Note sur la classification de la deuxième tribu de la famille des astréides. – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **27**, 490–497, Paris.
- MORYCOWA, E. (1971): Hexacorallia et Octocorallia du Crétacé inférieur de Rarau (Carpathes orientales roumaines). – Acta Palaeontologica Polonica, **16**, 3–149, Warsaw.
- MORYCOWA, E. & RONIEWICZ, E. (1995): Microstructural disparity between Recent fungiine and Mesozoic microsolenine scleractinians. – Acta Palaeontologica Polonica, **40**, 361–385, Warsaw.
- D'ORBIGNY, A. (1851): Cours élémentaire de Paléontologie (3). – Polypiers ou Zoophytes, **2**, 151–189, Paris.
- OWEN, H.G. (1995): The upper part of the Carstone and the Hunstanton Red Chalk (Albian) of the Hunstanton Cliff, Norfolk. – Proceedings of the Geologists' Association, **106/3**, 171–181, London.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **7**, 156 pp., Wien.
- SANDERS, D.G. & BARON-SZABO, R.C. (2005): Scleractinian assemblages under sediment input: their characteristics and relation to the nutrient input concept. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **216**, 139–181, Amsterdam.
- SANDERS, D.G. & BARON-SZABO, R.C. (2007): The first Oligocene coral fauna from the Eastern Alps. – Geo. Alp., **4**, p. 81, Institute of Geology and Palaeontology, University of Innsbruck and Museo Scienze Naturali Alto Adige, Telfs.
- SANDERS, D.G. & BARON-SZABO, R.C. (2008): Palaeoecology of solitary corals in soft-substrate habitats: the example of Cunnolites (upper Santonian, Eastern Alps). – Lethaia, **41**, 1–14, Oslo.
- TOMES, R.F. (1885): Observations on some imperfectly known Madreporaria from the Cretaceous formation of England. – Geological Magazine (Decade 3), **2/12**, 541–553, Pl. 14, Cambridge (University Press).
- VAUGHAN, T.W. & WELLS, J.W. (1943): Revision of the suborders, families, and genera of the Scleractinia. – Geological Society of America Special Papers, **44**, 1–345, Pls. 1–51, Boulder.
- VERRILL, A.E. (1865): List of the polyps and corals sent by the Museum of Comparative Zoology to other institutions in exchange, with annotations. – Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, **1**, 29–60, Cambridge.
- VERRILL, A.E. (1869): On new and imperfectly known echinoderms and corals. – Proceedings of the Boston Society of Natural History, **12**, 381–396, Boston.
- WELLS, J.W. (1956): Scleractinia. In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F: Coelenterata. – F328–F444, Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.

Received: 24. June 2013, Accepted: 2. October 2013

Plate 1

- Figs. 1–4: *Haplaraea elegans* MILASCHEWITSCH, 1876, syntype, SMNS 21874, Late Jurassic of Germany (Nattheim).
- Fig. 1: Upper surface, lateral view of corallum.
- Fig. 2: Upper surface, cross view of corallum.
- Fig. 3: Close-up of Fig. 2, showing septa with lateral granules varying in size and shape. The more regularly developed granules show some resemblance to carinae.
- Fig. 4: Close-up of Fig. 1, showing lateral development that closely corresponds to the kinds seen in *Podoseris* (compare with Fig. 7).
- Figs. 5, 7, 8: *Podoseris mammilliformis* DUNCAN, 1869, middle to late Albian, Hunstanton Red Chalk, Hunstanton, Norfolk, England.
- Fig. 5: Cross view of holotype, NHM R.25089.
- Fig. 7: Sketch of lateral view, showing developments that closely correspond to the kinds seen in the type material of *Haplaraea elegans* MILASCHEWITSCH (compare with Fig. 4). Sketch corresponds to the original of DUNCAN (1869, Pl. 9, Fig. 17). Dimensions estimated based on information provided by DUNCAN (1869).
- Fig. 8: Polyps of *Podoseris mammilliformis* DUNCAN, 1869, arranged in an encrusting subplocoid-reptoid polyp integration. Specimen represents the original of TOMES (1885, p. 550, Pl. 14, Fig. 7), NHM R.6459.
- Fig. 6: *Podoseris elongata* DUNCAN, 1869, NHM R.25091 (topotype [?holotype]). Thin section of cross view, slightly oblique.
-

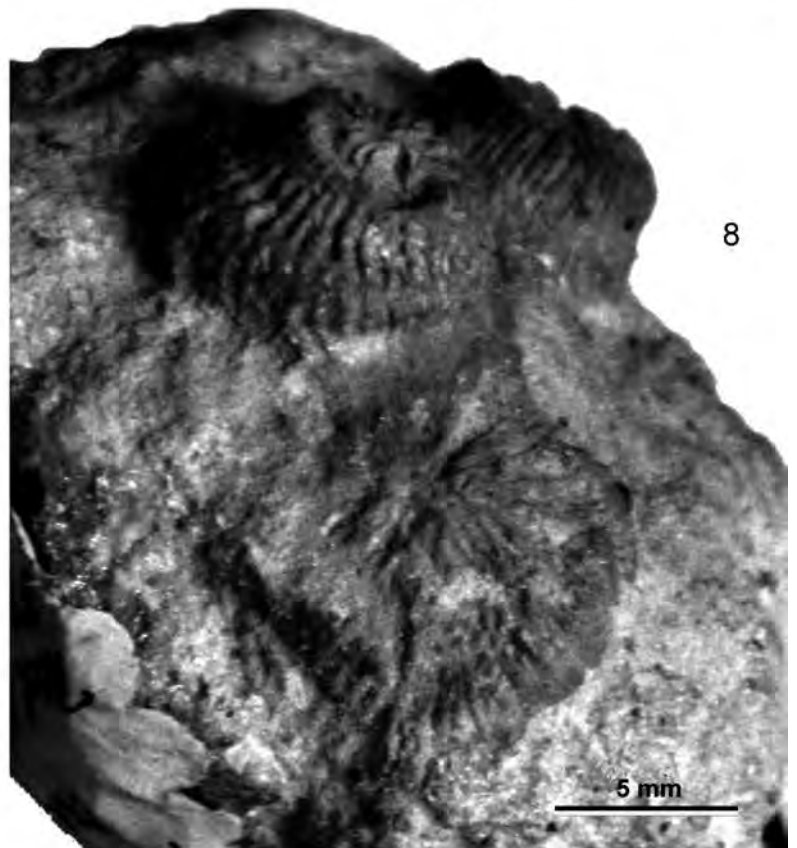
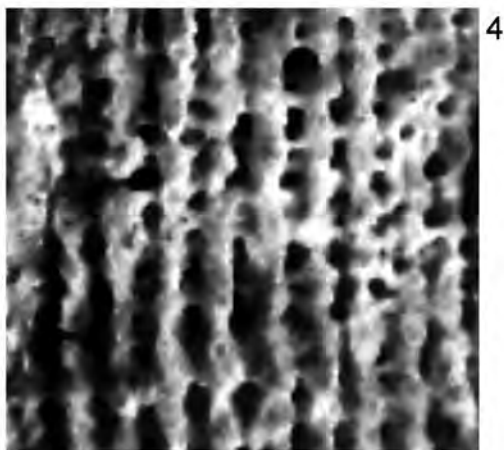
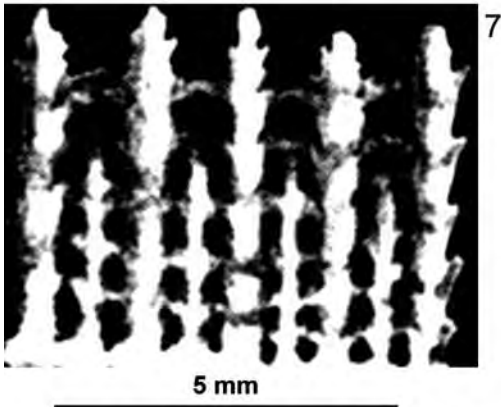
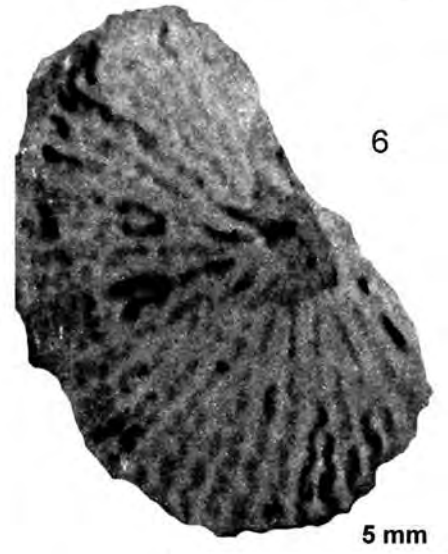
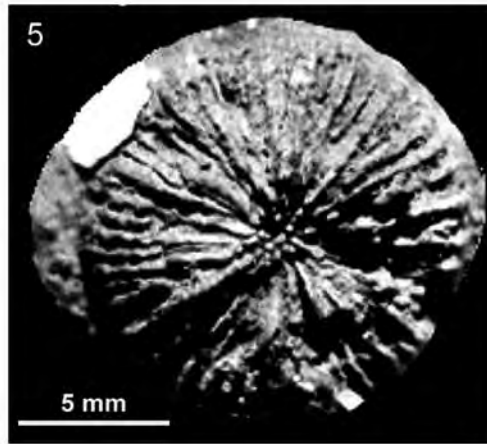
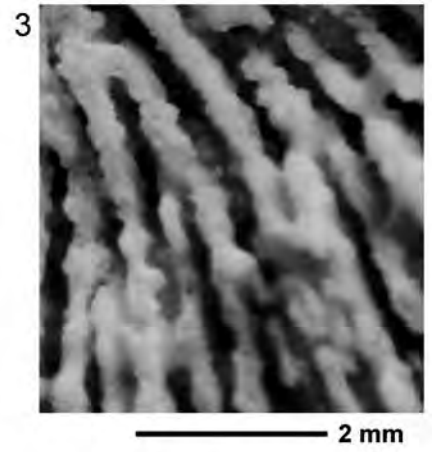
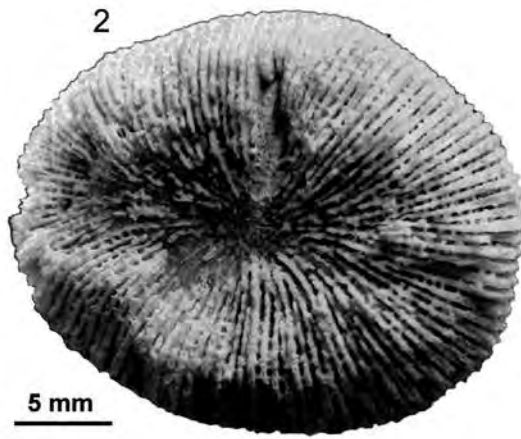
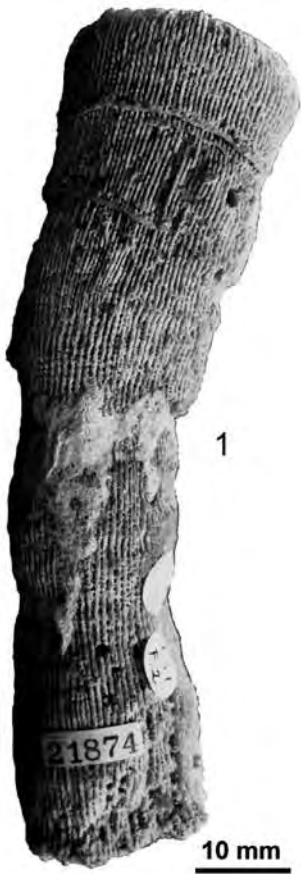


Plate 2

Figs. 1, 4–6: *Podoseris mammiliformis* DUNCAN, 1869.

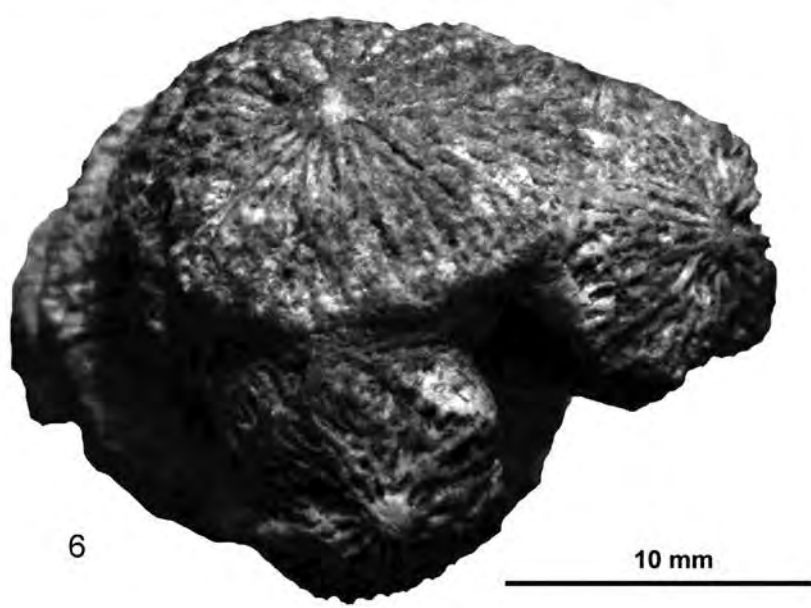
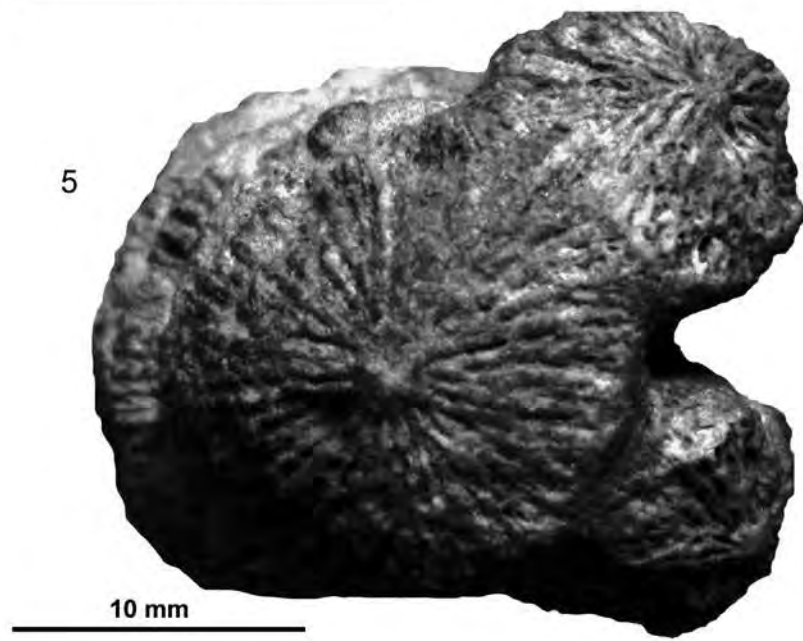
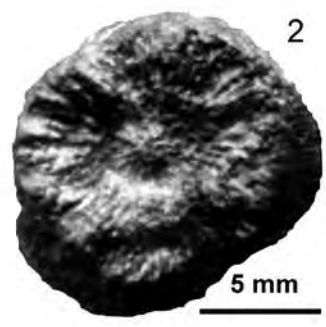
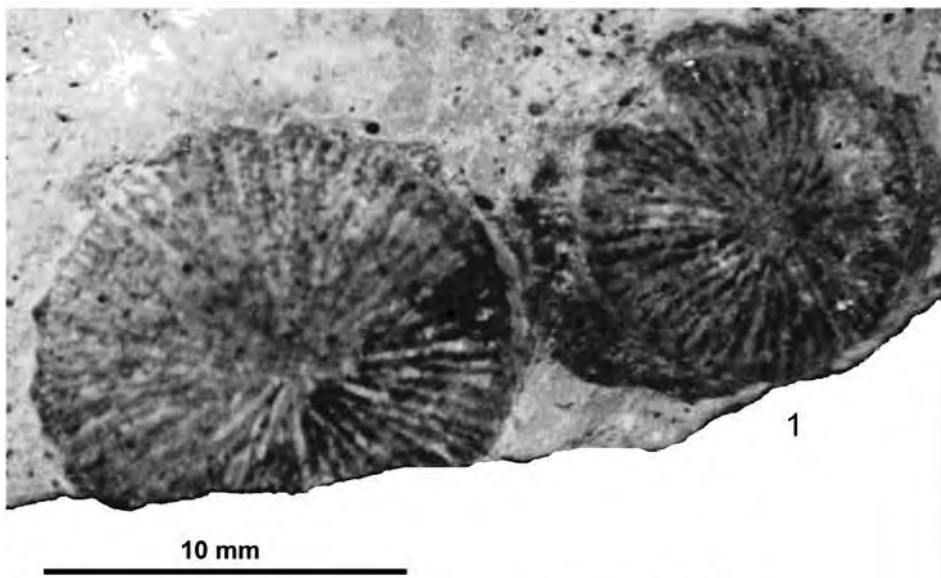
Fig. 1: Corallites arranged in reptoid polyp integration. Specimen represents the original of TOMES (1885, p. 550, Pl. 14, Fig. 7), NHM R.6459.

Fig. 4: Upper surface, longitudinal view, showing a corallite in a series of re-juvenation stages before forming a small subplocoid colony by intracalicular budding. Specimen NHM R.42034 of the H. le Strange collection.

Figs. 5, 6: Same as Fig. 4, showing upper surface of colony, cross view in different angles.

Fig. 2: *Podoseris jessoni* DUNCAN, 1889, NHM R.25087 (holotype), middle to late Albian, Hunstanton Red Chalk, Hunstanton, Norfolk, England. Upper surface, cross view of corallite.

Fig. 3: *Podoseris anomala* DUNCAN, 1889, NHM R.25086 (holotype), middle to late Albian, Hunstanton Red Chalk, Hunstanton, Norfolk, England. Upper surface, lateral view of corallite, showing re-juvenation.



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

FRANZ TATZREITER¹ & IRENE ZORN²

4 Tables, 19 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 94 Hallein
 Blatt 96 Bad Ischl
 Blatt 97 Bad Mitterndorf
 Blatt 100 Hieflau
 Blatt 117 Zirl
 Blatt 118 Innsbruck
 Blatt 119 Schwaz
 Blatt 123 Zell am See
 Blatt 125 Bischofshofen
 Blatt 200 Arnoldstein
 Blatt 204 Völkermarkt
 Blatt 211 Windisch Bleiberg

Cephalopoda
Triassic
Type Specimens
Palaeontological collection
Edmund von Mojsisovics (1873, 1875, 1902)
Northern Calcareous Alps

Contents

Zusammenfassung 107
 Abstract 107
 Introduction 108
 General Remarks on Selected Fossil Localities and their Lithostratigraphy 108
 List of Holo-, Lecto- and Neotypes 109
 Complete List of Specimens 116
 Index of Species Names (Holo-, Lecto- and Neotypes) 143
 Acknowledgements 144
 References 144
 Plates 146
 Tables 184

Typen, Abbildungsoriginale und Belegexemplare zu den Monographien von Edmund von Mojsisovics 1873, 1875 und 1902: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien

Zusammenfassung

Der vorliegende Katalog behandelt die triassischen Cephalopoden des Hallstätter Kalkes, die von Edmund von Mojsisovics (1839–1907) im Band 6/1 der „Abhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt“ beschrieben wurden (1873, 1875, 1902). Das Material wird in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt. Über 1.000 Exemplare werden berücksichtigt und mit den wichtigsten Daten aufgelistet (Bibliographische Hinweise, Chronostratigraphie, Fundort, Inventarnummer). Holo-, Lecto- und Neotypen werden ausführlicher behandelt und abgebildet sowie der heute gültige Name angegeben. Ausgewählte Lokalitäten und ihre Lithostratigraphie werden besprochen.

Abstract

This catalogue deals with the Triassic cephalopods from the Hallstatt Limestone published by Edmund von Mojsisovics (1839–1907) in the miscellany “Abhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt”, volume 6/1 (1873, 1875, 1902). The specimens are stored in the collection of the Geological Survey of Austria in Vienna. More than 1,000 specimens are included and listed with their most important details (bibliographical references, chronostratigraphy, locality, collection number). Holo-, Lecto- and Neotypes are treated in more detail, with their current names included, and are also figured. Selected localities and their lithostratigraphy are characterized.

1 FRANZ TATZREITER: Rosenstraße 1, 3032 Eichgraben.

2 IRENE ZORN: Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, 1030 Vienna, Austria. irene.zorn@geologie.ac.at

Introduction

In this catalogue, all the existing cephalopod specimens published by Edmund von MOJSISOVICS (1839–1907) in the years 1873, 1875 and 1902 (supplement) in the miscellany “Abhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt”, volume 6/1, are listed. They mainly derive from Austrian localities of the Hallstatt Limestone in the so-called Salzkammergut – the area where Upper Austria, Styria and Salzburg meet – and secondarily from Salzburg, Carinthia and Italy (South Tyrol). Most specimens belong to the Ammonoidea, others to the Nautiloidea and Coleoidea. Many new species in the monographs of MOJSISOVICS are type species and many of them have never been treated subsequently in the scientific literature. All the material is stored in the collection of the Geological Survey of Austria in Vienna. Two holotypes stored in the Upper Austrian State Museum in Linz, are also included (see BERNING, 2013).

This catalogue follows the earlier catalogues of TATZREITER (1982, 1986) on the Triassic cephalopod monographs published by MOJSISOVICS in 1882 and 1893, but in addition it provides photographs and a detailed documentation of the holo-, lecto- and neotypes.

Besides 42 holotypes, the lectotypes of *Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873, *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902, *Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875, *Lytoceras eugyrum* MOJSISOVICS, 1873, *Phylloceras occultum* MOJSISOVICS, 1873, *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902 and *Rh. debilis* (HAUER, 1846) as well as the neotypes of *Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834) and *Rhacophyllites neojurensis* (HAUER, 1846) are treated. Several specimens have been cited as holotypes or lectotypes in subsequent literature, but are falsely documented (e.g. *Discophyllites patens* (MOJSISOVICS, 1873) in: WIEDMANN (1970: p. 981) and RAKUS (1993: p. 938).

Previous and subsequent information on types, figured or reference specimens can be found in ARTHABER (1906), CWIK (2009), GAMSJÄGER (1982), HAUER (1846, 1849, 1855, 1860), LAUBE (1869), MOJSISOVICS (1871, 1882), RAKUS (1993), WIEDMANN (1970) and URLICHS (2000, 2004).

General Remarks on Selected Fossil Localities and their Lithostratigraphy

Some remarks are necessary on the fossil localities, since, for example, several names were used synonymously for the same locality when describing the fossils. Some geographical references to fossil localities are now misleading and have to be explained using the more recent topographic maps. A few less important places cannot be precisely located. The most important localities of the Hallstatt limestone are listed in Table 1 with their age assignments. Tables 2–4 list the localities of the published parts from 1873, 1875 and 1902 (supplement) with their valid present-day names, the Austrian Map number (ÖK 1:50,000) and the name of sedimentary layer as given by MOJSISOVICS in his monographs. For lithology and the position of the fossil localities see also KRYSSTYN et al. (1971).

Ferdinandstollen (“auf dem Röthelstein”) (1:50,000 map sheet N° 97 “Bad Mitterndorf”): Stollen means mining tunnel (gallery). This was a small iron-manganese (siderite) mine in the 19th century. Nowadays, it is abandoned and there is hardly anything to see. It lies about 1.6 km due west from the famous Feuerkogel locality and about 800

meters WSW of the Langmoosalm. This locality should not be mixed up with the Ferdinand-Stollen at Steinbergkogel near Hallstatt (ÖK 96 Bad Ischl), see also KRYSSTYN (2008).

Feuerkogel (1:50,000 map sheet N° 97 “Bad Mitterndorf”): For his ammonite locality “Feuerkogel auf dem Röthelstein bei Aussee” MOJSISOVICS (1893: p. 794, footnote) gives the following explanatory notes: “the older researchers called that place “Teltschen” or “Teltschen Alpe” (Alpe = Alpine pasture)”.

Nowadays, the Feuerkogel is the 1,632 meter high unnamed (on the topographic map) hill about 1,500 meters east of the Rötelstein (1,614 m). The Teltschenalm, now Ausseer- or Hinterberger-Teltschenalm, itself, lies about 1,430 meters ENE of the summit of Feuerkogel. Presently, the fossil localities, in the excavations created by least 3 quarrylike mines during the last 30 years, are easily accessible by a forest road starting at Reith near Knoppen next to Bad Mitterndorf via the Tal Alm. Since 2nd of July 1981, the top of the Feuerkogel has been designated a Natural Monument (“Bescheid der BH Liezen, pol. Expositur Bad Aussee”) and is protected, although this does not keep away fossil looters (compare NIEDERL, 1998: p. 282).

Moosbergkogel (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): This classic locality is supposed to lie in the vicinity of Moosberg (there are two salt mines) about 1,700 m north of Ober-Luppitsch. **Moosbergsagkogel** should be in the same area.

Pötschenstein, nächst der Knerzenalm (unweit der Hintere Sandlingalm) (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): There are several outcrops on the west slope of the Pötschenstein (1,359 m). The hint on page 212 in MOJSISOVICS (1902) that the Pötschenstein is near the Knerzenalm is a bit misleading, because the Knerzenalm is around 1.3 km north of the Pötschenstein. Closer to the last is the Sandlingalm (around 0.25 km) and the Hintere Sandlingalm.

Rossmoos (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): The historical locality was most probably situated in a pasture realm about 500 meters to the south-southeast of the Rossmoosalm. The facies is a light grey biomicritic limestone and is called Hangendgraukalk. It is regarded as a lateral equivalent of the Hangendrotkalk. Aside from the colour, this type is also more argillaceous and usually thinner bedded (see KRYSSTYN, 2008: 85).

Millibrunnkogel = Vorderer Sandling, Vorder Sandling (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): In the pioneering days of Alpine geology and paleontology, scientists nearly always obtained their fossils from private collectors, who in turn engaged sub-collectors. It is, therefore, not surprising that paleontologists were confused when it came to document fossil localities. HÖRNES (1855: p. 34), for example, gave the following description about the Sandling location: “Der Sandling bildet die Gränze [sic!] zwischen Ober-Österreich und Steiermark. Der Fundort liegt an dem westlichen oder österreichischen Abfalle des Gebirges, nordwestlich von dem Pfarrorte St. Agatha, unweit des Hallstätter See’s.”

The Sandling Mountain (1,717 m) consists of Upper Jurassic (Malmian) limestones and marly limestones. The fossils were collected west of the Sandling, as HÖRNES correctly described, but these outcrops are situated to the north-east of St. Agatha and not to the north-west as HÖRNES stated. “Not far” (= “unweit”) from Hallstätter See (lake) is also a bit misleading since it is about 6.5 km south-west from the localities. However, it might be that in those days,

when people were much more used to walking than now, such a distance was not a long walk.

On page 340 of his 1902 monograph, MOJSISOVICS himself points out that the “Gastropodenschichten des Vorderen-Sandling” (Sevatian) are identical with the “rother Marmor mit Gastropoden vom Milchbrunnkogel nächst der Vorderen Sandling-Alpe”. Millibrunn is the equivalent of Milchbrunn in the local dialect. Kogel is Austrian dialect and means rounded mountain top. The Millibrunnkogel itself is an unnamed hill, 1,239 meters in height, about 700 meters north of the “Vordere Sandlingalm”. It is bracketed in the south between the Vorderer Sandlinggraben, to the east by the trail leading from the “Vordere Sandlingalm” (now partly a logging road), and to the north by an unnamed creek which, by the local population, is called the “Millibrunn”. There are several outcrops; the “Gastropodenschichten” lie on the SE side and the “Fassschichten” (*Subbullatus* Schichten) on the west side.

Steinbergkogel (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): “The Steinbergkogel is a small and unnamed summit (1.245 m) situated in the south-western corner of the map sheet. It is located just south of the western-most salt mine gallery symbol (crossed hammers in Fig. 2), corresponding to the entrance of the Ferdinand-Stollen (Stollen = gallery in English), at an altitude of 1,140 m.” (KRYSYŃ, 2008: p. 85).

Wandau bei Hieflau (1:50,000 map sheet N° 100 “Hieflau”): The Wandau is a section along the road about 1.5 km E of Hieflau. It is presumed that the original locality is now drowned in the reservoir of a hydroelectric power plant (Wehr Landl) on the river Enns.

Wettersteingebirge (1:50,000 map sheet N° 117 “Zirl”): This refers to a mountain range stretching about 16 km west-east roughly between Ehrwald and Mittenwald in Tyrol. The description is too general to allow a precise fossil location to be defined.

Wies am Raschberg or **Raschberg Wies** (1:50,000 map sheet N° 96 “Bad Ischl”): DIENER (1926: p. 90) mentions that in the Karlgraben and at Raschbergwiese the outcropping Hallstätter Limestone belongs to the Carnian (*Trachyceras aonooides* Subzone). At the eastern part of Raschbergwiese the bedrocks are of greater thickness. Mostly they are nonfossiliferous Plattenkalke with occasional fossiliferous layers. The richest outcrop is located at a small elevation a little below the “R” of Raschberg on the “Österreichische Spezialkarte 1:75,000” (Austrian Special Map). Nowadays its position is supposed about 350 metres west of the Lambacherhütte (Hütte = mountain hut) just south of the mountain trail between Lambacherhütte und Raschberg-hütte.

List of Holo-, Lecto- and Neotypes

The following list contains all extant 42 holotypes that are exclusive holotypes by monotypy, as well as all the lectotypes (7) and neotypes (2) that could be found, for the material of MOJSISOVICS (1873, 1875, 1902). The specimens are listed according to the chronology in the texts of MOJSISOVICS; this is mirrored in the collection number, with only one exception. The references to the three publications are the main sub-headings of this chapter. Basic information on type level, type locality and type figure are given. As an additional help for identification, former collection numbers are also given, because these were occa-

sionally cited in subsequent literature. Remarks on earlier or later figures of the specimens or changes in the determination are included, as well as the current taxonomic and stratigraphic status. The stratigraphic position of the different species does not mirror the modern interpretation in every case, especially concerning the Nautiloidea.

Abbreviations

GBA = Geologische Bundesanstalt Wien (Geological Survey of Austria)

OLML = Oberösterreichisches Landesmuseum Linz (Upper Austrian State Museum Linz)

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. – Abh. k. k. Geol. R.-A., 6/1, 1. Lief., 1–82, Wien.

NAUTILOIDEA

Orthoceras austriacum MOJSISOVICS, 1873

(Pl. 1, Fig. 1)

Coll. No.: GBA 1873/005/0007 (former coll. no. 2381).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Hallstatt Limestone, “rother Marmor mit *Arcestes globus*”.

Type locality: Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 7, Pl. 1, Fig. 8.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 201) sub *Orthoceras austriacum* MOJSISOVICS, 1873.

Current name: *Orthoceras austriacum* MOJSISOVICS, 1873.

Nautilus perarmatus MOJSISOVICS, 1873

(Pl. 1, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0010 (former coll. no. 2187).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Carnian, Hallstatt Limestone, “lichte Kalke mit *Bucephalus subullatus*”.

Type locality: Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 9, Pl. 2, Fig. 2a–b.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 239) sub *Mojsvaroceras perarmatum* (MOJSISOVICS, 1873).

Current name: *Mojsvaroceras perarmatum* (MOJSISOVICS, 1873).

Nautilus gemmatus MOJSISOVICS, 1873

(Pl. 19, Fig. 1a–b)

Coll. No.: OLML 2012/37.

Type: Holotype by monotypy, genoholotype.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “fleischroter Marmor mit *Trachyceras austriacum*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 11, Pl. 3, Fig. 1.

Remarks: The specimen was originally housed in the "Museum Francisco-Carolinum in Linz", now called "Oberösterreichisches Landesmuseum Linz". See also MOJSISOVICS (1882: p. 272) sub *Trematodiscus gemmatum* (MOJSISOVICS, 1873), MOJSISOVICS (1902: p. 251) and KUMMEL (1953: p. 44, Pl. 17, Figs. 5–6) sub *Phloioceras gemmatum* (MOJSISOVICS, 1873). The specimen is the genoholotype of *Phloioceras* HYATT, 1883.

Current name: ***Phloioceras gemmatum* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Nautilus laubei* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 1, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0019 (former coll. no. 2159).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, "fleischroter Marmor mit *Trachyceras austriacum*".

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 14, Pl. 6, Fig. 10.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 229) sub *Grypoceras laubei* (MOJSISOVICS, 1873).

Current name: ***Grypoceras laubei* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Nautilus ehrlichi* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 19, Fig. 2a–c)

Coll. No.: OLML 2012/38.

Type: Holotype by monotypy, genoholotype.

Type level: Norian/Rhaetian, Hallstatt Limestone, "rote Gastropoden-Schichten des Sandling".

Type locality: Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 15, Pl. 6, Fig. 9a–b.

Remarks: The specimen was originally housed in the "Museum Francisco-Carolinum" in Linz, now called "Oberösterreichisches Landesmuseum Linz". See also MOJSISOVICS (1902: p. 222) and KUMMEL (1953: p. 65, Pl. 7, Figs. 8–9) sub *Clymenonutilus ehrlichi* (MOJSISOVICS, 1873). The specimen is the genoholotype of *Clymenonutilus* HYATT, 1900.

Current name: ***Clymenonutilus ehrlichi* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Nautilus haloricus* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 1, Fig. 4a–b)

Coll. No.: GBA 1873/005/0029 (former coll. no. 2181).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Sevatian, Hallstatt Limestone, "grauer Marmor" = "Hallstätter Graukalk".

Type locality: Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 20, Pl. 7, Fig. 4a–b.

Remarks: See also HYATT (1883: p. 269) and MOJSISOVICS (1902: p. 229) sub *Grypoceras haloricum* (MOJSISOVICS, 1873).

Current name: ***Grypoceras haloricum* (MOJSISOVICS, 1873).**

AMMONOIDEA

***Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873)**

(Pl. 2, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0050/01 (former coll. no. 1695).

Type: Lectotype.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, "Schwarze Kalke mit *Arcestes ellipticus*".

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: WIEDMANN (1970), p. 979, Pl. 1, Fig. 3.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1873: p. 34, Pl. 19, Fig. 13) sub *Lytoceras eugyrum*. See also MOJSISOVICS (1902: p. 317) sub *Mojsvarites eugyrus*.

Current name: ***Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834)**

(Pl. 2, Fig. 2a–b)

Coll. No.: GBA 1873/005/0051/01 (former coll. no. 1696).

Type: Neotype, genoneotype.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, "Schichten mit *Trachyceras aonoides*", *Trachyceras aonoides* Subzone.

Type locality: Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: WIEDMANN (1970), p. 977, Pl. 2, Fig. 3.

Remarks: Figured in MOJSISOVICS (1873: p. 34, Pl. 16, Fig. 1) sub *Lytoceras morloti* (HAUER, 1849) and in RAKUS (1993: p. 937, Pl. 5, Fig. 2) sub *Mojsvarites agenor*. See also MOJSISOVICS (1882: p. 205) sub *Monophyllites agenor* and MOJSISOVICS (1902: p. 316) sub *Mojsvarites agenor*. *Ammonites agenor* MÜNSTER, 1834 is the type species of *Mojsvarites* POMPECKJ, 1895. Therefore the specimen is the genoneotype of that genus.

Current name: ***Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834).**

***Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873)**

(Pl. 3, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0054/01 (former coll. no. 1717).

Type: Lectotype, genolectotype.

Type level: Norian, Sevatian, Hallstatt Limestone, "Gastropodenschichten des Sandling", *Trachyceras aonoides* Subzone.

Type locality: Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: RAKUS (1993), p. 943, Text-Fig. 13, Pl. 2, Figs. 8, 9.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1873: p. 38, Pl. 16, Fig. 4) sub *Phylloceras occultum*. See also MOJSISOVICS (1902: p. 320) sub *Rhacophyllites occultus*. RAKUS (1993) erroneously indicated the specimen within the plate captions and one time on page 944 as the holotype, otherwise as the lectotype. SPATH (1927; see 1934: p. 324) assigned the species to the genus *Tragorhacoceras* for which the specimen is the genolectotype.

Current name: ***Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Pinacoceras symmetricum* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 3, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0074 (former coll. no. 2488).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Sevatian, Hallstatt Limestone, “grauer (unterer) Hallstätter Marmor” = “Hallstätter Graukalk”.

Type locality: Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 56, Pl. 22, Fig. 2a–c.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 302) sub *Placites symmetricus* (MOJSISOVICS, 1873) and TOZER (1994: p. 130) sub *Paragymnites symmetricus* (MOJSISOVICS, 1873).

Current name: ***Paragymnites symmetricus* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Pinacoceras praefloridum* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 3, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0077 (former coll. no. 1667).

Type: Holotype by monotypy, genoholotype.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Arcestes ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 22, Fig. 14.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1882: p. 219) sub *Meekoceras praefloridum* (MOJSISOVICS, 1873) and MOJSISOVICS (1902: p. 306) sub *Hyattites praefloridus* (MOJSISOVICS, 1873). The specimen is the genoholotype of *Hyattites* MOJSISOVICS, 1902 (see SPATH, 1951).

Current name: ***Hyattites praefloridus* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Pinacoceras parmaeforme* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 4, Fig. 1a–b)

Coll. No.: GBA 1873/005/0084 (former coll. no. 2477).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Arcestes ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 61, Pl. 24, Fig. 7a–b.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 294) sub *Pinacoceras parmaeforme* MOJSISOVICS, 1873.

Current name: ***Pinacoceras parmaeforme* MOJSISOVICS, 1873.**

***Pinacoceras neglectum* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 4, Fig. 2)

Coll. No.: GBA 1873/005/0089 (former coll. no. 2479).

Type: Holotype by monotypy, genoholotype.

Type level: Rhaetian, Zlambach beds.

Type locality: Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 66, Pl. 27, Fig. 2a–c.

Remarks: MOJSISOVICS (1902: p. 333) erected the genus *Platytes* MOJSISOVICS, 1902, for *Platytes neglectus* (MOJSISOVICS, 1873). Because the name was already occupied (younger homonym with the Lepidoptera genus *Platytes* GUENÉE, 1845) COCKERELL (1905: p. 16) introduced the genus *Protoplatytes* (see also SPATH, 1951: p. 167) for which *Pinacoceras neglectum* is the type species. TOZER (1981: p. 94) assigned *Protoplatytes* to the Gymnitidae, although this had already been done by MOJSISOVICS (1882: p. 232 sub *Gymnites neglectus* (MOJSISOVICS, 1873)). SEPKOSKI (2002) only mentions that *Protoplatytes* belongs to the Ceratitida and KRYSYŃ (1982: p. 16) regarded it synonym with *Dionites* MOJSISOVICS, 1893.

Current name: ***Protoplatytes neglectus* (MOJSISOVICS, 1873).**

***Pinacoceras solum* MOJSISOVICS, 1873**

(Pl. 4, Fig. 3)

Coll. No.: GBA 1873/005/0090 (former coll. no. 2494).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1873), p. 67, Pl. 23, Fig. 7.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1882: p. 238; 1902: p. 304) sub *Gymnites solum* (MOJSISOVICS, 1873).

Current name: ***Pinacoceras solum* MOJSISOVICS, 1873.**

***Hypocladiscites subternatus* (MOJSISOVICS, 1873)**

(Pl. 5, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1873/005/0105/03 (former coll. no. 1745).

Type: Lectotype, genolectotype.

Type level: Norian, Julian 1–Lacian 1, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Trachyceras aonoides*”.

Type locality: Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: GAMSJÄGER (1982), p. 49.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1873: p. 79, Pl. 30, Fig. 6) sub *Arcestes subternatus*. See also MOJSISOVICS (1902: p. 283) sub *Hypocladiscites subternatus*. The specimen is the genolectotype of *Hypocladiscites* MOJSISOVICS, 1896.

Current name: ***Hypocladiscites subternatus* (MOJSISOVICS, 1873).**

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. – Abh. k. k. Geol. R.-A., 6/1, 2. Lief., 83–174, Wien.

AMMONOIDEA

***Arcestes meriani* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 5, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0009 (former coll. no. 1795).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Ladinian, Langobardian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 59, Fig. 7a–b.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1879: p. 134; 1902: p. 273) sub *Sphingites meriani* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Sphingites meriani* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes stoppanii* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 5, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0010 (former coll. no. 1801).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Ladinian, Langobardian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 58, Fig. 15a–b.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1879: p. 134; 1902: p. 273) sub *Sphingites stoppanii* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Sphingites stoppanii* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes favrei* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 5, Fig. 4a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0011 (former coll. no. 1798).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Ladinian, Langobardian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 58, Fig. 9a–c.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1879: p. 134; 1902: p. 274) sub *Sphingites favrei* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Sphingites favrei* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes danai* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 6, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0014 (former coll. no. 1876).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Trachyceras aonoides*”.

Type locality: Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 93, Pl. 57, Fig. 4a–d.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785–786) sub *Arcestes (Proarcestes) danai* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 260) sub *Proarcestes danai* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Proarcestes danai* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes acutus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 6, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0017 (former coll. no. 1883).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Norian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 95, Pl. 56, Fig. 5a–b.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785) sub *Arcestes (Pararcestes) acutus* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 261) sub *Pararcestes acutus* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Pararcestes acutus* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes lipoldi* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 6, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0019 (former coll. no. 1881).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Norian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 96, Pl. 56, Fig. 3a–c.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785–786) sub *Arcestes (Pararcestes) lipoldi* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 261) sub *Pararcestes lipoldi* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Pararcestes lipoldi* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes rotundatus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 7, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0020 (former coll. no. 1880).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Norian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 96, Pl. 56, Fig. 7.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785–786) sub *Arcestes (Pararcestes) rotundatus* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 261) sub *Pararcestes rotundatus* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Pararcestes rotundatus* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes genuflexus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 7, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0021 (former coll. no. 1879).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Norian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 97, Pl. 50, Fig. 8a–b; Pl. 53, Fig. 29.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785–786) sub *Arcestes (Pararcestes) genuflexus* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 260) sub *Pararcestes genuflexus* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Pararcestes genuflexus* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes dittmari* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 7, Fig. 3a–b)

Coll. No.: GBA 1875/008/0025 (former coll. no. 1864).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 101, Pl. 58, Fig. 4.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1893: p. 785–786) sub *Arcestes (Pararcestes) dittmari* (MOJSISOVICS, 1875) and MOJSISOVICS (1902: p. 259) sub *Pararcestes dittmari* (MOJSISOVICS, 1875).

Current name: ***Proarcestes dittmari* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Arcestes cheilostomus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 7, Fig. 4a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0031 (former coll. no. 1912).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 104, Pl. 49, Fig. 8.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 262) sub *Arcestes cheilostomus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes cheilostomus* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes simplex* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 8, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0035 (former coll. no. 1903).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 107, Pl. 49, Fig. 1a–c.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 262) sub *Arcestes simplex* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes simplex* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes clausus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 8, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0041 (former coll. no. 1898).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Trachyceras aonoides*”.

Type locality: Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 111, Pl. 50, Fig. 5.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 262) sub *Arcestes clausus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes clausus* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes monachus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 8, Fig. 3a–b)

Coll. No.: GBA 1875/008/0048 (former coll. no. 1856).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Alaunian, Hallstatt Limestone, “rother Marmor mit *Trachyceras bicrenatum*”.

Type locality: Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 117, Pl. 45, Fig. 1.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 267) sub *Arcestes monachus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes monachus* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes cylindroides* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 9, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0059 (former coll. no. 1844).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Rhaetian, Hallstatt Limestone, “rother Gasteropoden-Marmor des Vorderen Sandling”.

Type locality: Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 124, Pl. 48, Fig. 1.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 266) sub *Arcestes cylindroides* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes cylindroides* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes sisyphus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 9, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0066 (former coll. no. 1821).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, ?Sevastian, Hallstatt Limestone, “rother Gasteropoden-Marmor des Vorderen Sandling”.

Type locality: Probably Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 129, Pl. 41, Fig. 2a–c; Pl. 53, Fig. 26.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 265) sub *Arcestes sisyphus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes sisyphus* MOJSISOVICS, 1875.**

***Arcestes oxystomus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 10, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0068 (former coll. no. 1825).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian–Rhaetian, Hallstatt Limestone, “rother Gasteropoden-Marmor des Vorderen Sandling”, *Paracochloceras* Zone.

Type locality: Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 130, Pl. 48, Fig. 2a–c.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 265) sub *Arcestes oxystomus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Arcestes oxystomus* MOJSISOVICS, 1875.**

***Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 10, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0097/01 (former coll. no. 1661).

Type: Lectotype.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”, lower *Trachyceras aon* Subzone.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: URLICHS (2004), p. 11.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1875: p. 159, Pl. 68, Fig. 13), see also MOJSISOVICS (1902: p. 290) sub *Lobites lens*. URLICHS (2004) cited the former coll. no. 1873/005/0212.

Current name: ***Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875**

***Lobites procheilus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 10, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0099 (former coll. no. 1660).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”, *Trachyceras aon*–*Trachyceras aonoides* Subzones.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 160, Pl. 68, Fig. 14.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 290) sub *Lobites procheilus* MOJSISOVICS, 1875. URLICHS (2004: p. 12) synonymised *L. procheilus* with *Lobites nautilus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841).

Current name: ***Lobites nautilus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841).**

***Lobites beneckeii* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 10, Fig. 4a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0101 (former coll. no. 1651).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Ladinian–Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 163, Pl. 69, Fig. 9.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 289) sub *Lobites beneckeii* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Lobites beneckeii* MOJSISOVICS, 1875.**

***Lobites schloenbachi* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 11, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0102 (former coll. no. 1647).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Ladinian–Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 164, Pl. 69, Fig. 6.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 290) sub *Lobites schloenbachi* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Lobites schloenbachi* MOJSISOVICS, 1875.**

***Lobites waageni* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 11, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0103 (former coll. no. 1656).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Ladinian–Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 164, Pl. 69, Fig. 8.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 290) sub *Lobites waageni* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Lobites waageni* MOJSISOVICS, 1875.**

***Lobites nasutus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 11, Fig. 3a–b)

Coll. No.: GBA 1875/008/0109 (former coll. no. 1657).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 171, Pl. 70, Fig. 17.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 292) sub *Lobites (Coroceras) nasutus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Coroceras nasutus* (MOJSISOVICS, 1875).**

***Lobites subnasutus* MOJSISOVICS, 1875**

(Pl. 11, Fig. 4a–c)

Coll. No.: GBA 1875/008/0111 (former coll. no. 1659).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1875), p. 171, Pl. 70, Fig. 15.

Remarks: See also MOJSISOVICS (1902: p. 292) sub *Lobites (Coroceras) subnasutus* MOJSISOVICS, 1875.

Current name: ***Coroceras subnasutus* (MOJSISOVICS, 1875).**

MOJSISOVICS, E. v. (1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abh. k. k. Geol. R.-A., 6/1 (Suppl.-Bd.), 177–356, Wien.

COLEOIDEA

Dictyoconites seminudus MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 12, Fig. 1a–b)

Coll. No.: GBA 1902/003/0005 (former coll. no. 2401).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Norian, Hallstatt Limestone.

Type locality: Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 189, Pl. 21, Fig. 8a–b.

Current name: *Dictyoconites seminudus* MOJSISOVICS, 1902.

Dictyoconites quadrilineatus MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 12, Fig. 2)

Coll. No.: GBA 1871/002/0005/06 (former coll. no. 2423).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Anisian/Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 191, Pl. 13, Fig. 7.

Remarks: The specimen was figured by MOJSISOVICS (1871: p. 52, Pl. 2, Fig. 6) sub *Aulacoceras* sp. aff. *ausseeano* MOJSISOVICS, 1871.

Current name: *Dictyoconites quadrilineatus* MOJSISOVICS, 1902.

NAUTILOIDEA

Syringoceras credneri MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 12, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0024 (former coll. no. 2137).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Late Ladinian/Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 218, Pl. 6, Fig. 1.

Current name: *Syringoceras credneri* MOJSISOVICS, 1902.

Pleuronautilus gaudryi MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 13, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0033 (former coll. no. 2153).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Trachyceras austriacum*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 242, Pl. 9, Fig. 5a–b.

Remarks: See also DIENER (1915: p. 348) sub *Pleuronautilus* (*Enoploceras*) *gaudryi* MOJSISOVICS, 1902. In TEICHERT et al. (1964: p. 413) *Enoploceras* has the rank of a genus.

Current name: *Enoploceras gaudryi* (MOJSISOVICS, 1902).

Pleuronautilus lepsiusi MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 13, Fig. 2a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0035 (former coll. no. 2154).

Type: Holotype by monotypy?

Type level: Norian, Alaunian 2/Sevatian, Hallstatt Limestone with *Cladiscites neortus* and *Rhacophyllites neojurensis*.

Type locality: Dürrenstein, Hallein, Salzburg, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 244, Pl. 10, Fig. 2a–b.

Remarks: MOJSISOVICS did not mention the number of specimens but declared *P. lepsiusi* to be a very rare species. It is supposed that the specimen can be treated as a holotype by monotypy. See also DIENER (1915: p. 349) sub *Pleuronautilus* (*Enoploceras*) *lepsiusi* MOJSISOVICS, 1902. In TEICHERT et al. (1964: p. 413) *Enoploceras* has the rank of a genus.

Current name: *Enoploceras lepsiusi* (MOJSISOVICS, 1902).

AMMONOIDEA

Cladiscites externeplicatus MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 13, Fig. 3a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0047/02 (former coll. no. 1736).

Type: Lectotype.

Type level: Norian, Ladian 2/II, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: GAMSJÄGER (1982), p. 39, Pl. 8, Fig. 1a.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1902: p. 279, Pl. 20, Fig. 6a–b) sub *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902.

Current name: *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902.

Cladiscites semitornatus MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 14, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0048 (former coll. no. 1749).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 280, Pl. 20, Fig. 4a–b.

Remarks: See also DIENER (1919: p. 369) and GAMSJÄGER (1982: p. 62) sub *Cladiscites* ? *Romanites* ? *semitornatus* MOJSISOVICS, 1902.

Current name: *Cladiscites semitornatus* MOJSISOVICS, 1902.

Paracladiscites timidus MOJSISOVICS, 1902

(Pl. 14, Fig. 2a–d)

Coll. No.: GBA 1902/003/0052 (former coll. no. 1744).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 283, Pl. 21, Fig. 1a–c.

Remarks: Reference specimen in GAMSJÄGER (1982: p. 57) sub *Paracladiscites timidus* MOJSISOVICS, 1902. See also DIENER (1915: p. 105) sub *Cladiscites (Paracladiscites) timidus* MOJSISOVICS, 1902. TOZER (1981: p. 95) mentions *Paracladiscites* in the rank of a genus.

Current name: ***Paracladiscites timidus* MOJSISOVICS, 1902.**

***Paracladiscites gemmellaroi* MOJSISOVICS, 1902**

(Pl. 15, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0054 (former coll. no. 1728).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Early Carnian, Hallstatt Limestone, beds with *Lobites ellipticus*.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 285, Pl. 21, Fig. 3a–c.

Remarks: See also DIENER (1915: p. 105) sub *Cladiscites (Paracladiscites) timidus* MOJSISOVICS, 1902. TOZER (1981: p. 95) mentions *Paracladiscites* at the rank of a genus. After GAMSJÄGER (1982: p. 63) the specimen belongs to the Arcestidae.

Current name: ***Paracladiscites gemmellaroi* MOJSISOVICS, 1902.**

***Sturia karpinskyi* MOJSISOVICS, 1902**

(Pl. 16, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1902/003/0067 (former coll. no. 2458).

Type: Holotype by monotypy.

Type level: Ladinian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: MOJSISOVICS (1902), p. 309, Pl. 23, Fig. 1a–b.

Current name: ***Sturia karpinskyi* MOJSISOVICS, 1902.**

***Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902**

(Pl. 14, Fig. 3a–b)

Coll. No.: GBA 1902/003/0071/01 (former coll. no. 1707).

Type: Lectotype.

Type level: Carnian, Cordevolian, Hallstatt Limestone, “Schichten mit *Lobites ellipticus*”.

Type locality: Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, Austria.

Type reference and figure: WIEDMANN (1970), p. 986.

Remarks: Syntype in MOJSISOVICS (1902: p. 318, Pl. 17, Fig. 3) sub *Rhacophyllites zitteli* and figured in RAKUS (1993: p. 943, Text-Fig. 11, Pl. 1, Fig. 7). RAKUS erroneously indicated the specimen as holotype.

Current name: ***Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902.**

***Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846)**

(Pl. 17, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1846/001/0003/01 (former coll. no. 1705).

Type: Lectotype.

Type level: Norian, Sevatian, Hallstatt Limestone, “Hallstätter Graukalk”.

Type locality: Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria.

Type reference and figure: RAKUS (1993), p. 940, Pl. 1, Fig. 8.

Remarks: Former Syntype of *Ammonites debilis* in HAUER (1846: p. 10). First described and figured in MOJSISOVICS (1902: p. 319, Pl. 17, Fig. 2a–b) sub *Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846). See also MOJSISOVICS (1873: p. 37) sub *Phylloceras debile* (HAUER, 1846) and WIEDMANN (1970: p. 984) sub *Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846).

HAUER (1846) had several syntypes at hand when he erected *Ammonites debilis*. RAKUS (1993: p. 941) mentioned a second specimen besides the lectotype under the collection number 1902/3/276, with a diameter of 80 mm, that he assigned to *Rhacophyllites pumilus*. This has not been found in the collection. It may be that he made a mistake, because he treated a specimen with the same diameter and the same collection number on p. 940 under *Rh. debilis*. However, the specimen cannot be found under this name either.

Current name: ***Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846).**

***Rhacophyllites neojurensis* (HAUER, 1846)**

(Pl. 18, Fig. 1a–c)

Coll. No.: GBA 1846/001/0002/01 (former coll. nos. 1706, 1902/003/0277/01).

Type: Neotype.

Type level: Norian, Alaunian, Hallstatt Limestone, “hangend Rotkalk”.

Type locality: Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, Austria. Type reference and figure: RAKUS (1993), p. 939, Pl. 2, Fig. 5.

Remarks: Questionable syntype of HAUER (1846: p. 8, Pl. 3, Figs. 2–4?) sub *Ammonites neojurensis*. Because of the excellent polishing, which was typical of the “Biedermeierzeit”, and its identical size with Fig. 2 on Pl. 3, an assignment to HAUER’s material is possible. However, the suture line is not marked on the original, but separately in Fig. 4. The present specimen is also the same in size and in suture line with Fig. 1a–b on Pl. 17 in MOJSISOVICS (1902: p. 319, Pl. 17, Fig. 1a–b ?), but the shell remains of the last eighth of the fossil are not illustrated. See also MOJSISOVICS (1873: p. 37) sub *Phylloceras neojurensis* and WIEDMANN (1970: p. 982) sub *Rhacophyllites neojurensis*.

Current name: ***Rhacophyllites neojurensis* (HAUER, 1846).**

Complete List of Specimens

Below, all specimens are listed that have been treated in the publications of MOJSISOVICS (1873, 1875, 1902) and are still extant in the collection of the Geological Survey of Austria. Far more than 1,000 specimens have been documented. They are ordered alphabetically, according to genus, species and collection number as they were published by MOJSISOVICS. The year of the initial publication of a spe-

cimen is mirrored in the collection number; this can be found at the end of every entry and starts with the year of publication. As MOJSISOVICS included specimens that had been published earlier by HAUER (1846, 1849, 1855, 1860), LAUBE (1869) and himself (1871, 1882), the reader will also find collection numbers of these publications. In these cases, the citation of the earlier work has been added.

The reader should be aware that different genera should be tried when searching for a particular species or specimen, because MOJSISOVICS changed the generic assignment several times and the entries mirror the status of the different years (1873, 1875, 1902). This means that a single specimen may have a duplicate entry when it is treated in more than one of the three parts of the monograph.

Concerning the Stuoeres Wiesen (Prati di Stuoeres) locality in South Tyrol (Italy), the reader will find two different versions: “Stuoeres” and “Stuoeres Wiesen”, cited as they had been used by MOJSISOVICS.

Within the cephalopod material of MOJSISOVICS, 13 specimens from Feuerkogel named *Gymnites morloti* MOJSISOVICS (former coll. nos. 2453, 2456, 2499), seven specimens from Feuerkogel named *Arcestes elliptiformis* MOJSISOVICS and one specimen named *Arcestes kossmati* MOJSISOVICS (former coll. no. 2507) have been found, all labelled with the original handwriting of MOJSISOVICS. This material was never published and therefore the names should be considered collection names. Additionally a specimen labelled *Ptychites* nov. f. from Schreyeralp (former coll. no. 2102) is obviously unpublished. These specimens are not included in the following list as well as one specimen of *Cladiscites tornatus* (BRONN, 1832) from Rossmoos which cannot be assigned to the monographs of MOJSISOVICS (1873, 1875, 1902). Furthermore, two more specimens of *Paracladiscites timidus* MOJSISOVICS, 1902, from Feuerkogel labelled with the original handwriting of MOJSISOVICS are in the collection, but do not belong to the type series as MOJSISOVICS refers to only one specimen (holotype by monotypy).

Abbreviations

F = Figured specimen, but not a type
H = Holotype by monotypy
L = Lectotype
N = Neotype
PL = Paralectotype
R = Reference specimen
S = Syntype

The use of the abbreviations listed above indicates the status in the cited work. For example, a type specimen (S or H) of HAUER can be a figured specimen (F) in MOJSISOVICS. The indication that it is a syntype or holotype is given as an addition after the inventory number. The number in brackets behind one of the abbreviations (mainly S and R) in the list below means the number of specimens; otherwise the entry concerns a single specimen.

Arcestes

Arcestes acutegaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 137 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0075/01.

Arcestes acutegaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 137 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Kleiner Zlambach, St. Agatha, Upper Austria, S, 1875/008/0075/02.

Arcestes acutus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 95, Pl. 56, Fig. 5a–b – Early Norian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0017 (former coll. no. 1883).

Arcestes agnatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 130, Pl. 47, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0069/01 (former coll. no. 1846).

Arcestes agnatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 130, Pl. 53, Fig. 24 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0069/02 (former coll. no. 1846).

Arcestes agnatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 130 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0069/03 (former coll. no. 1846).

Arcestes agnatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 265 – Norian, Ferdinand-Stollen, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0039.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 9 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0001.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 10 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0002.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 11 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0003.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 12 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0004.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 13 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0005.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 54, Fig. 14 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/034/0006.

Arcestes antonii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/034/0007–0008.

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99, Pl. 51, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0023/01 (former coll. no. 1871).

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99, Pl. 51, Fig. 4 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0023/02 (former coll. no. 1872).

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99, Pl. 53, Fig. 28 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0023/03 (former coll. no. 1873).

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (6), 1875/008/0023/04–09.

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99 – Early Carnian, Wies at Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1875/008/0023/10.

Arcestes ausseeanus (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1875), p. 99 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0023/11 (former coll. no. 1874).

- Arcestes bacchus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 88, Pl. 50, Fig. 6 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0007/01 (former coll. no. 1669).
- Arcestes bacchus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 88, Pl. 50, Fig. 7 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0007/02 (former coll. no. 1669).
- Arcestes bicarinatus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1875), p. 98, Pl. 53, Fig. 32 – Carnian, St. Cassian, South Tyrol, F, 1870/006/0038/01 (Figured in: LAUBE, 1869: p. 86, Pl. 43, Fig. 6a sub *Arcestes bicarinatus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841)).
- Arcestes bicarinatus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1875), p. 98, Pl. 51, Fig. 3 – Late Ladinian–Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0022/01 (former coll. no. 1865).
- Arcestes biceps* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 123, Pl. 46, Fig. 3a–b – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0057/01 (former coll. no. 1835).
- Arcestes biceps* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 123 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0057/02 (former coll. no. 1835).
- Arcestes bicornis* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 127, Pl. 47, Fig. 4 – Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0064/01 (former coll. no. 1820).
- Arcestes bicornis* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 127, Pl. 47, Fig. 5 – Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0064/02 (former coll. no. 1820).
- Arcestes bicornis* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 127, Pl. 47, Fig. 6, Pl. 53, Fig. 25 – Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0064/03 (former coll. no. 1820).
- Arcestes bufo* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 51, Fig. 7 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0027/01 (former coll. no. 1906).
- Arcestes bufo* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 51, Fig. 8 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0027/02 (former coll. no. 1908).
- Arcestes bufo* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0027/03–04 (former coll. no. 1908).
- Arcestes bufo* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 54, Fig. 16 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0027/05 (former coll. no. 1907).
- Arcestes bufo* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 54, Fig. 19 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0027/06 (former coll. no. 1907).
- Arcestes cheilostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 104, Pl. 49, Fig. 8 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0031 (former coll. no. 1912).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103, Pl. 51, Fig. 2 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0028/01 (former coll. no. 1915).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103, Pl. 54, Fig. 5 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0028/02 (former coll. no. 1915).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103, Pl. 54, Fig. 6 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0028/03 (former coll. no. 1915).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0028/04–05 (former coll. no. 1915).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103, Pl. 54, Fig. 7 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0028/06 (former coll. no. 1916).
- Arcestes ciceronis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 103 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0028/07 (former coll. no. 1916).
- Arcestes cinereus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 75, Pl. 28, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0095/01 (former coll. no. 1730).
- Arcestes cinereus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 75 – Norian, Sevatian, Rossmoosgraben, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0095/02 (former coll. no. 1729).
- Arcestes clausus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 111, Pl. 50, Fig. 5 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, H, 1875/008/0041 (former coll. no. 1898).
- Arcestes coangustatus* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 89 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (4), 1875/008/0008/01–04 (former coll. no. 1792).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. coangustati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 89, Pl. 58, Fig. 14 (non Fig. 14a–b) – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0008/05 (former coll. no. 1794).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. coangustati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 89, Pl. 58, Fig. 14a–b (non Fig. 14) – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0008/06 (former coll. no. 1799).
- Arcestes colonus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 51, Fig. 5 – Norian, Ladian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0026/01 (former coll. no. 1899).
- Arcestes colonus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 102, Pl. 51, Fig. 6 – Norian, Ladian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0026/02 (former coll. no. 1899).
- Arcestes compressus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 104, Pl. 54, Fig. 8a–b – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0029/01 (former coll. no. 1911).
- Arcestes conjungens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 108 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (4), 1875/008/0037/01–04 (former coll. no. 1900).

- Arcestes crassestriatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79, Pl. 30, Fig. 4 – Norian, Lacial 1–2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0104/01 (former coll. no. 1732).
- Arcestes crassestriatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Norian, Lacial 1–2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (4), 1873/005/0104/02–05.
- Arcestes cylindroides* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 124, Pl. 48, Fig. 1 – Rhaetian, *Paracochloceras* Zone, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, H, 1875/008/0059 (former coll. no. 1844).
- Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 61, Fig. 5 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1875/008/0003/01.
- Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 62, Fig. 1 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0003/02 (former coll. no. 1809).
- Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 65 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0003/03 (former coll. no. 1811).
- Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1875), p. 85 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0003/04 (former coll. no. 1808).
- Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1875), p. 85 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (4), 1875/008/0003/05–08.
- Arcestes czoernigi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110, Pl. 52, Fig. 1 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0039/01 (former coll. no. 1902).
- Arcestes czoernigi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110, Pl. 52, Fig. 2 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0039/02 (former coll. no. 1902).
- Arcestes czoernigi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110, Pl. 54, Fig. 1 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0039/03 (former coll. no. 1902).
- Arcestes danai* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 93, Pl. 57, Fig. 4a–d – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, H, 1875/008/0014 (former coll. no. 1876).
- Arcestes decipiens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 133, Pl. 54, Fig. 2 – Carnian, Tuvallian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0073/01 (former coll. no. 1819).
- Arcestes decipiens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 133, Pl. 54, Fig. 3 – Carnian, Tuvallian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0073/02 (former coll. no. 1819).
- Arcestes decipiens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 133 – Carnian, Tuvallian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (5), 1875/008/0073/03–07 (former coll. no. 1819).
- Arcestes decipiens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 133 – Carnian, Tuvallian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (19), 1875/008/0073/08–26.
- Arcestes dicerus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122, Pl. 47, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0056/01 (former coll. no. 1823).
- Arcestes dicerus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122, Pl. 53, Fig. 20 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0056/02 (former coll. no. 1823).
- Arcestes dicerus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0056/03–04 (former coll. no. 1823).
- Arcestes didymus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 125, Pl. 44, Fig. 10, Pl. 53, Fig. 21 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0061/01 (former coll. no. 1843).
- Arcestes diffissus* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 60, Fig. 1 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0005/01 (former coll. no. 1814).
- Arcestes diffissus* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 60, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0005/02 (former coll. no. 1814).
- Arcestes diffissus* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 60, Fig. 3 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0005/03 (former coll. no. 1814).
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145, Pl. 67, Fig. 4 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0083/01 (former coll. no. 1789).
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145, Pl. 68, Fig. 1 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0083/02 (former coll. no. 1791).
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145, Pl. 68, Fig. 2 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0083/03 (former coll. no. 1791).
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145, Pl. 68, Fig. 3 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0083/04 (former coll. no. 1791).
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (6), 1875/008/0083/05–10.
- Arcestes diogenis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 145 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0083/11.
- Arcestes diphysus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 128, Pl. 47, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0065/01 (former coll. no. 1824).
- Arcestes dittmari* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 101, Pl. 58, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötel-

stein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0025 (former coll. no. 1864).

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81, Pl. 31, Fig. 2 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0107/01 (former coll. no. 1740).

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81, Pl. 31, Fig. 3 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0107/02 (former coll. no. 1740).

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81, Pl. 32, Fig. 10 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0107/03 (former coll. no. 1721).

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1873/005/0107/04–05.

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1873/005/0107/06–09.

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (5), 1873/005/0107/10–14.

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0107/15.

Arcestes diuturnus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (8), 1873/005/0107/16–23.

Arcestes extralabiatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 91, Pl. 58, Fig. 17 – Late Anisian, Schreyeralm, Gosau, Upper Austria, F, 1875/008/0116/01 (former coll. no. 2095).

Arcestes favrei MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 58, Fig. 9a–c – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0011 (former coll. no. 1798).

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100, Pl. 58, Fig. 1 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0024/01 (former coll. no. 1870).

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100, Pl. 58, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0024/02 (former coll. no. 1869).

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100, Pl. 58, Fig. 3 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0024/03 (former coll. no. 1867).

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100 – Carnian, Cordevolian–Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1875/008/0024/04 (former coll. no. 1868).

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100 – Carnian, Cordevolian–Julian, beyond Thörleralpel, Raibl, R, 1875/008/0024/05.

Arcestes gaytani (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 100 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelsein),

Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0024/06 (former coll. no. 1866).

Arcestes gefion MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 74, Pl. 32, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0094/01 (former coll. no. 1731).

Arcestes gefion MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 74 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0094/02.

Arcestes genuflexus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 97, Pl. 50, Fig. 8a–b, Pl. 53, Fig. 29 – Early Norian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0021 (former coll. no. 1879).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138, Pl. 33, Fig. 3 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0076/01 (former coll. no. 1859).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138, Pl. 36, Fig. 2 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0076/02 (former coll. no. 2519).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138, Pl. 37, Fig. 2 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0076/03 (former coll. no. 1860).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138 – Norian, Sevatian – Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0076/04–05 (former coll. nos 2528, 2509).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S (3), 1875/008/0076/06–08 (former coll. nos. 2522, 2508, 2515).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0076/09 (former coll. no. 2518).

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0076/10.

Arcestes gigantogaleatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 138 – Norian, Sevatian–Rhaetian, *Misikella hernsteini-Parvigondolellea andrusovi* Assemblage Zone, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0076/11 (former coll. no. 2527).

Arcestes holostomus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 120, Pl. 46, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0052/01 (former coll. no. 1817).

Arcestes holostomus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 120, Pl. 53, Fig. 9 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0052/02 (former coll. no. 1817).

- Arcestes hypocyrtus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 114, Pl. 43, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0044/01 (former coll. no. 1842).
- Arcestes hypocyrtus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 114, Pl. 53, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0044/02 (former coll. no. 1804).
- Arcestes hypocyrtus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 114 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0044/03–04.
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113, Pl. 43, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/01 (former coll. no. 1841).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113, Pl. 44, Fig. 7 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/02 (former coll. no. 1840).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0042/03 (former coll. no. 1840).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113, Pl. 53, Fig. 7 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/04 (former coll. no. 1833).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113, Pl. 53, Fig. 13 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/05 (former coll. no. 1838).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/06 (former coll. no. 1838).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113, Pl. 53, Fig. 10 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/07 (former coll. no. 1858).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0042/08 (former coll. no. 1839).
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0042/09–10.
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, ? Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0042/11.
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 113 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1875/008/0042/12–15.
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 267 – Early Norian–Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R (7), 1902/003/0040/01–07.
- Arcestes intuslabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 267 – Early Norian–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0040/08.
- Arcestes joannisaustriae* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 83, 278, Pl. 61, Fig. 4, Pl. 64 – Carnian, St. Casian, South Tyrol, Italy, R, 1870/006/0039/02 (former coll. no. 4252) (Figured in: LAUBE, 1869: p. 87, Pl. 42, Fig. b sub *Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793)).
- Arcestes juvavicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81, Pl. 31, Fig. 4 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0108/01 (former coll. no. 1734).
- Arcestes juvavicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0108/02 (former coll. no. 1734).
- Arcestes juvavicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0108/03.
- Arcestes juvavicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 81 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1873/005/0108/04–07.
- Arcestes klipsteini* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 84, Pl. 61, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0002/01 (former coll. no. 1813).
- Arcestes klipsteini* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 84, Pl. 61, Fig. 3 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0002/02 (former coll. no. 1815).
- Arcestes klipsteini* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 84, Pl. 62, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0002/03 (former coll. no. 1812).
- Arcestes klipsteini* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 84, Pl. 62, Fig. 3 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0002/04 (former coll. no. 1805).
- Arcestes klipsteini* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 84 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0002/05 (former coll. no. 1807).
- Arcestes leiostracus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144, Pl. 68, Fig. 4a–c – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0082/01 (former coll. no. 1785).
- Arcestes leiostracus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1875/008/0082/02–05.
- Arcestes leptomorphus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132, Pl. 49, Fig. 2, Pl. 53, Fig. 8 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0071/01 (former coll. no. 1849).
- Arcestes leptomorphus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132, Pl. 49, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0071/02 (former coll. no. 1849).
- Arcestes leptomorphus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0071/03 (former coll. no. 1849).
- Arcestes leptomorphus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad

- Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0071/04 (former coll. no. 1857).
- Arcestes lipoldi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 96, Pl. 56, Fig. 3a–c – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0019 (former coll. no. 1881).
- Arcestes marcoui* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 93, Pl. 62, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0013/01 (former coll. no. 1877).
- Arcestes marcoui* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 93, Pl. 62, Fig. 5 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0013/02 (former coll. no. 1877).
- Arcestes megalosomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 117, Pl. 42, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0049/01 (former coll. no. 1848).
- Arcestes megalosomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 117 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0049/02 (former coll. no. 2511).
- Arcestes meriani* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 59, Fig. 7a–b – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0009 (former coll. no. 1795).
- Arcestes meyeri* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 88, Pl. 58, Fig. 7 – Ladinian, Langobardian, Stuoeres, St. Cassian, South Tyrol, F, 1870/006/0041/01 (former coll. no. 4160) (Figured in: LAUBE, 1869: p. 89, Pl. 43, Fig. 4 sub *Arcestes mayeri* (KLIPSTEIN, 1843)).
- Arcestes meyeri* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 88 – Ladinian, Langobardian, Stuoeres, St. Cassian, South Tyrol, R, 1870/006/0041/02 (former coll. no. 4254) (Reference specimen in: LAUBE, 1869: p. 89 sub *Arcestes mayeri* (KLIPSTEIN, 1843)).
- Arcestes meyeri* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 88 – Ladinian, Langobardian, Stuoeres, St. Cassian, South Tyrol, R (12), 1870/006/0041 (Reference specimens in: LAUBE, 1869: p. 89 sub *Arcestes mayeri* (KLIPSTEIN, 1843)).
- Arcestes meyeri* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 88 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0006/01 (former coll. no. 1800).
- Arcestes meyeri* (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1875), p. 88 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, ? R, 1875/008/0006/02 (former coll. no. 1797).
- Arcestes moeschi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 92, Pl. 57, Fig. 5a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0012/01 (former coll. no. 1878).
- Arcestes monachus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 117, Pl. 45, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, H, 1875/008/0048 (former coll. no. 1856).
- Arcestes monocerus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 129, Pl. 48, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0067/01 (former coll. no. 1827).
- Arcestes monocerus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 129 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0067/02 (former coll. no. 1827).
- Arcestes monticola* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78, Pl. 30, Fig. 3 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0103/01 (former coll. no. 1751).
- Arcestes monticola* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0103/02 (former coll. no. 1751).
- Arcestes monticola* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1873/005/0103/03–06.
- Arcestes morosus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 76, Pl. 29, Fig. 3 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0098/01 (former coll. no. 1739).
- Arcestes morosus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 76 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (1), 1873/005/0098/02 (former coll. no. 1739).
- Arcestes morosus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 76 – Norian, Alaunian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (8), 1873/005/0098/03–10.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80, Pl. 31, Fig. 1 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0106/01 (former coll. no. 1737).
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80, Pl. 32, Fig. 9 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0106/02.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Oberer Thörlstein, Alt-ausee, Styria, R (2), 1873/005/0106/03–04 (former coll. no. 1727).
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0106/05–06.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R (2), 1873/005/0106/07–08.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R (6), 1873/005/0106/09–14.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 80 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Hütteneck, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0106/15.
- Arcestes multilobatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1902), p. 286 – Norian, Alaunian 2–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0055.
- Arcestes nannodes* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 126, Pl. 47, Fig. 8 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0062/01 (former coll. no. 1826).
- Arcestes nannodes* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 126 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0062/02 (former coll. no. 1826).

- Arcestes neortus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78, Pl. 30, Fig. 2 – Norian, Alaunian 1–2, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0102/01 (former coll. no. 1724) (Figured in: GAMSJÄGER, 1982: p. 33, Taf. 6, Fig. 1 sub *Cladiscites neortus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes neortus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78, Pl. 32, Fig. 7 – Norian, Alaunian 1–2, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0102/02 (former coll. no. 1724).
- Arcestes neortus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78 – Norian, Alaunian 1–2, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (3), 1873/005/0102/03–05 (former coll. no. 1722).
- Arcestes neortus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78 – Norian, Alaunian 1–2, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (7), 1873/005/0102/06–12.
- Arcestes neortus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 78 – Norian, Alaunian 1–2, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0102/13.
- Arcestes obesus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77, Pl. 29, Fig. 2, Pl. 32, Fig. 6 – Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0100/01 (Figured in: GAMSJÄGER, 1982: p. 47, Pl. 11, Fig. 1 sub *Cladiscites obesus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes obesus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77 – Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0100/02.
- Arcestes obesus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77 – Rhaetian, ? Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0100/03.
- Arcestes obtusegaleatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 139 – Norian, Alaunian–Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0077/01–02.
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 1, Pl. 53, Fig. 3 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/01 (former coll. no. 1782).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 2 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/02 (former coll. no. 1854).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 3 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/03 (former coll. no. 1854).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 4 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/04 (former coll. no. 1854).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 5 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/05 (former coll. no. 1854).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 44, Fig. 6 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/06 (former coll. no. 1854).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0045/07–08 (former coll. no. 1853).
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115 – Norian–Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1875/008/0045/09–12.
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/13.
- Arcestes oligosarcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0045/14.
- Arcestes ooides* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 118, Pl. 38, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0050/01 (former coll. no. 1837).
- Arcestes ooides* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 118, Pl. 53, Fig. 14 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0050/02 (former coll. no. 1836).
- Arcestes ooides* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 118 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0050/03.
- Arcestes opertus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110, Pl. 55, Fig. 1 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0040/01 (former coll. no. 1919).
- Arcestes opertus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (8), 1875/008/0040/02–09.
- Arcestes opertus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 110, Pl. 54, Fig. 15 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0040/10 (former coll. no. 1909).
- Arcestes orbis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144, Pl. 66, Fig. 7 – Norian, Sevatian/Rhaetian, Thörlstein, Altaussee, Styria, S, 1875/008/0081/01 (former coll. no. 1776).
- Arcestes orbis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144, Pl. 67, Fig. 1 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0081/02.
- Arcestes orbis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Thörlstein, Altaussee, Styria, S, 1875/008/0081/03.
- Arcestes orbis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 144 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0081/04.
- Arcestes oxycephalus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 141, Pl. 38, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0079/01 (former coll. no. 1863).
- Arcestes oxycephalus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 141 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0079/02 (former coll. no. 1863).
- Arcestes oxycephalus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 268 – Norian, Ferdinand–Stollen, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0041.
- Arcestes oxystomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 130, Pl. 48, Fig. 2a–c – Norian/Rhaetian, *Paracochloceras*

- Zone, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, H, 1875/008/0068 (former coll. no. 1825).
- Arcestes parvogaleatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 140, Pl. 33, Fig. 2a–c, Pl. 53, Fig. 22 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0078/01 (former coll. no. 1861).
- Arcestes peribothrus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 147, Pl. 67, Fig. 3 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0086/01 (former coll. no. 1783).
- Arcestes peribothrus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 147 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Großer Zlambachgraben, St. Agatha, Upper Austria, S, 1875/008/0086/02.
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 50, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0038/01 (former coll. no. 1892).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 50, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0038/02 (former coll. no. 1892).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 50, Fig. 3 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0038/03 (former coll. no. 1893).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 52, Fig. 4 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0038/04 (former coll. no. 1894).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 52, Fig. 6 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0038/05 (former coll. no. 1894).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0038/06 (former coll. no. 1895).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (3), 1875/008/0038/07–09 (former coll. no. 1896).
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (10), 1875/008/0038/10–19.
- Arcestes periolcus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1875/008/0038/20–21.
- Arcestes* sp. ind. ex aff. *Arc. periolci* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 109, Pl. 52, Fig. 5a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0038/22.
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 2 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/01 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 3 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/02 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 4 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/03 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 5 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/04 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 6 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/05 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106, Pl. 55, Fig. 7 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/06 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0033/07 (former coll. no. 1918).
- Arcestes placenta* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 106 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0033/08–09 (former coll. no. 1918).
- Arcestes planus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146, Pl. 68, Fig. 5 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0085/01 (former coll. no. 1779).
- Arcestes planus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146, Pl. 68, Fig. 6 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0085/02 (former coll. no. 1779).
- Arcestes planus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (5), 1875/008/0085/03–06, 08.
- Arcestes planus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (1), 1875/008/0085/07 (former coll. no. 1781).
- Arcestes platystomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 125 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0060/01 (former coll. no. 1832).
- Arcestes polycaulus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 114, Pl. 53, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0043/01 (former coll. no. 1852).
- Arcestes polycaulus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 114 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0043/02.
- Arcestes polysphinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146, Pl. 68, Fig. 7a–b – Norian, Alaunian 1, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0084/01 (former coll. no. 1790).
- Arcestes polysphinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 146, Pl. 68, Fig. 8 – Norian, Alaunian 1, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0084/02 (former coll. no. 1790).
- Arcestes propletostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 131, Pl. 49, Fig. 6 – Norian, Laciian, *Juvavites magnus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0070/01 (former coll. no. 1862).

- Arcestes probletostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 131, Pl. 49, Fig. 7, Pl. 53, Fig. 12 – Norian, Lacial, *Juvavites magnus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0070/02 (former coll. no. 1862).
- Arcestes probletostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 131 – Norian, Lacial, *Juvavites magnus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0070/03.
- Arcestes pseudogaleatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 119, Pl. 11, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0051/01 (former coll. no. 2521).
- Arcestes ptychodes* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 147, Pl. 11, Fig. 2 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0087/01 (former coll. no. 1777).
- Arcestes ptychodes* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 147 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0087/02.
- Arcestes pugillaris* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 120, Pl. 39, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0053/01 (former coll. no. 1829).
- Arcestes pugillaris* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 120 – Norian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0053/02.
- Arcestes pusillus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77, Pl. 28, Fig. 4 – Norian, Lacial 1–2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0099/01 (former coll. no. 1726).
- Arcestes pusillus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77 – Norian, Lacial 1–2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (1), 1873/005/0099/02 (former coll. no. 1742).
- Arcestes pusillus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77 – Norian, Lacial 1–2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (8), 1873/005/0099/03–10.
- Arcestes quadratus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 76, Pl. 28, Fig. 3 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0097/01 (former coll. no. 1723).
- Arcestes quadratus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 76, Pl. 32, Fig. 5 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0097/02 (former coll. no. 1723).
- Arcestes richthofeni* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132, Pl. 49, Fig. 4, Pl. 53, Fig. 18 – Carnian, Tuvalian 3–Lacial 1, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0072/01 (former coll. no. 1818).
- Arcestes richthofeni* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 132, Pl. 49, Fig. 5 – Carnian, Tuvalian 3–Lacial 1, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0072/02 (former coll. no. 1818).
- Arcestes rotundatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 96, Pl. 56, Fig. 7 – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0020 (former coll. no. 1880).
- Arcestes ruber* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 75, Pl. 29, Fig. 1, Pl. 32, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0096/01 (former coll. no. 1743) (Figured specimen in: GAMSJÄGER, 1982: p. 46, Pl. 10, Fig. 1 sub *Cladiscites tornatus* (BRONN 1832)).
- Arcestes ruber* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 75 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (3), 1873/005/0096/02–04 (former coll. no. 1742).
- Arcestes ruber* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 75 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (1), 1873/005/0096/05.
- Arcestes semistriatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 134, Pl. 58, Fig. 5 – Norian, Sevatian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0074/01 (former coll. no. 1850).
- Arcestes semistriatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 134, Pl. 58, Fig. 6 – Norian, Sevatian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0074/02 (former coll. no. 1850).
- Arcestes simostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 127, Pl. 43, Fig. 3, Pl. 53, Fig. 5 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0063/01 (former coll. no. 1845).
- Arcestes simplex* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 107, Pl. 49, Fig. 1a–c – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0035 (former coll. no. 1903).
- Arcestes sisyphus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 129, Pl. 41, Fig. 2a–c, Pl. 53, Fig. 26, Norian, ? Sevatian, presumably Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, H, 1875/008/0066 (former coll. no. 1821).
- Arcestes* sp. indet. – MOJSISOVICS (1875), p. 112, Pl. 60, Fig. 12 – Early Norian, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0115/01 (former coll. no. 1851).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. simostomi* et *Arc. nannodis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 127, Pl. 47, Fig. 7a–b – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0063/02 (former coll. no. 1847).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0015/03 (former coll. no. 1889).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 6 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0015/04 (former coll. no. 1886).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 8 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0015/05 (former coll. no. 1887).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 57, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0015/06 (former coll. no. 1888).
- Arcestes stenostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 115, Pl. 53, Fig. 11 – Norian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0046/01 (former coll. no. 1828).

- Arcestes stoppanii* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 90, Pl. 58, Fig. 15a–b – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0010 (former coll. no. 1801).
- Arcestes striatissimus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77, Pl. 30, Fig. 1 – Carnian, Tuvalian 2–3, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0101/01 (former coll. no. 1738).
- Arcestes striatissimus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 77 – Carnian, Tuvalian 2–3, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1873/005/0101/02–05.
- Arcestes sturi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 96, Pl. 56, Fig. 4a–b – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0018/01 (former coll. no. 1882).
- Arcestes sturi* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 96 – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0018/02 (former coll. no. 1882).
- Arcestes styriacus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 85, Pl. 63, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0004/01 (former coll. no. 1810).
- Arcestes subdistinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122, Pl. 44, Fig. 8 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0055/01 (former coll. no. 1855).
- Arcestes subdistinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122, Pl. 44, Fig. 9 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0055/02 (former coll. no. 1855).
- Arcestes subdistinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0055/03–04 (former coll. no. 1855).
- Arcestes subdistinctus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 122 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (1), 1875/008/0055/05.
- Arcestes sublabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 55, Fig. 12 – Late Ladinian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/01 (former coll. no. 1885).
- Arcestes sublabiatus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94 – Late Ladinian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/02 (former coll. no. 1885).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/03 (former coll. no. 1889).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 6 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/04 (former coll. no. 1886).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 8 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/05 (former coll. no. 1887).
- Arcestes* sp. indet. ex aff. *Arc. sublabiati* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 94, Pl. 56, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0015/06 (former coll. no. 1888).
- Arcestes subsimplex* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 107, Pl. 52, Fig. 3a–b – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0036/01 (former coll. no. 1901).
- Arcestes subsimplex* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 107 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0036/02 (former coll. no. 1901).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79, Pl. 30, Fig. 5 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0105/01 (former coll. no. 1741).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79, Pl. 32, Fig. 8 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/02 (former coll. no. 1747).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79, Pl. 30, Fig. 6 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/03 (former coll. no. 1745) (Lectotype in: GAMSJÄGER, 1982: p. 49 sub *Hypocladiscites subtornatus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0105/04 (Paralectotype through lectotype designation in: GAMSJÄGER, 1982: p. 49 sub *Hypocladiscites subtornatus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/05 (former coll. no. 1735) (Paralectotypes through lectotype designation in: GAMSJÄGER, 1982: p. 49 sub *Hypocladiscites subtornatus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/06 (former coll. no. 1750) (Paralectotypes through lectotype designation in: GAMSJÄGER, 1982: p. 49 sub *Hypocladiscites subtornatus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/07 (Paralectotypes through lectotype designation in: GAMSJÄGER, 1982: p. 49 sub *Hypocladiscites subtornatus* (MOJSISOVICS, 1873)).
- Arcestes subtornatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 79 – Carnian, Julian 1–Norian, Lacial 1, Wies, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0105/08.
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 1 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0080/01 (former coll. no. 1780).
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 2 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0080/02 (former coll. no. 1786).
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 3 – Rhaetian, Thörlstein, Altaussee, Styria, F, 1875/008/0080/03 (former coll. no. 1778).
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 4 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0080/04 (former coll. no. 1787).

- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 5 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0080/05 (former coll. no. 1784).
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143, Pl. 66, Fig. 6 – Rhaetian, Thörlstein, Altaussee, Styria, F, 1875/008/0080/06 (former coll. no. 1775).
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143 – Rhaetian, Zlambach bei St. Agatha, Upper Austria, R (2), 1875/008/0080/07–08.
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1875/008/0080/09.
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143 – Rhaetian, Moosbergsagkogel, Altaussee, Styria, R (3), 1875/008/0080/10–12.
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143 – Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1875/008/0080/13–14.
- Arcestes subumbilicatus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1875), p. 143 – Rhaetian, Thörlstein, Altaussee, Styria, R, 1875/008/0080/15.
- Arcestes syngonus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 123, Pl. 48, Fig. 4a–b – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0058/01 (former coll. no. 1831).
- Arcestes syngonus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 123, Pl. 53, Fig. 17 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0058/02 (former coll. no. 1830).
- Arcestes tacitus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 104, Pl. 51, Fig. 9, Pl. 53, Fig. 23 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0030/01 (former coll. no. 1910).
- Arcestes tacitus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 104 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0030/02–03 (former coll. no. 1913).
- Arcestes tacitus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 104 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0030/04–05 (former coll. no. 1897).
- Arcestes tomostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 105, Pl. 55, Fig. 8 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0032/01 (former coll. no. 1904).
- Arcestes tomostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 105, Pl. 55, Fig. 9 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0032/02 (former coll. no. 1904).
- Arcestes tomostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 105 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1875/008/0032/03–04 (former coll. no. 1904).
- Arcestes tomostomus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 105 – Late Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0032/05 (former coll. no. 1905).
- Arcestes tornatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 73, Pl. 28, Fig. 1, Pl. 32, Fig. 1 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0093/01 (former coll. no. 1725) (Figured specimen in: GAMSJÄGER, 1982: p. 45, Pl. 9, Fig. 2 sub *Cladiscites tornatus* (BRONN 1832)).
- Arcestes tornatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 73 – Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0093/02–03.
- Arcestes tornatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 73 – Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0093/04.
- Arcestes tornatus* (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1873), p. 73 – Rhaetian, Hütteneck, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0093/05.
- Arcestes zitteli* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 95, Pl. 56, Fig. 1 – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0016/01 (former coll. no. 1884).
- Arcestes zitteli* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 95, Pl. 56, Fig. 2 – Early Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0016/02 (former coll. no. 1884).

Atractites

- Atractites alveolare* (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1902), p. 195, Pl. 15, Fig. 1 – Norian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1871/002/0008/01 (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 53, Pl. 3, Fig. 1 sub *Aulacoceras alveolare* (QUENSTEDT, 1845)).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192, Pl. 13, Fig. 12 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1871/002/0004/02 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192, Pl. 13, Fig. 12 – Late Ladinian–Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1871/002/0004/03 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 3).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192, Pl. 13, Fig. 11 – Late Ladinian–Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1871/002/0004/04 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 4).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192 – Late Ladinian–Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1871/002/0004/05 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 5).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192, Pl. 13, Fig. 10 – Late Ladinian–Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1871/002/0004/06 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 7).
- Atractites ausseeanus* (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 192, Pl. 13, Fig. 9 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0004/07 (former coll. no. 2396) (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 8).
- Atractites convergens* (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1902), p. 196, Pl. 16, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1847/001/0003/01.
- Atractites* ind. – MOJSISOVICS (1902), p. 197, Pl. 14, Fig. 22 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0011/01 (former coll. no. 2404).

Atractites ind. – MOJSISOVICS (1902), p. 198, Pl. 14, Fig. 20 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0013/01 (former coll. no. 2395).

Aulacoceras

Aulacoceras alveolare (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1902), p. 195, Pl. 15, Fig. 1 – Norian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1871/002/0008/01.

Carnites

Carnites floridus (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1902), p. 312 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0068.

Cladiscites

Cladiscites externeplicatus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 279, Pl. 20, Fig. 5a–b – Norian, Lacinian 2/II, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0047/01 (former coll. no. 1736) (Paralectotype in: GAMSJÄGER, 1982: p. 39, Pl. 8, Fig. 1b–c sub *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902).

Cladiscites externeplicatus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 279, Pl. 20, Fig. 6a–b – Norian, Lacinian 2/II, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0047/02 (former coll. no. 1736) (Lectotype in: GAMSJÄGER, 1982: p. 39, Pl. 8, Fig. 1a sub *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902).

Cladiscites externeplicatus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 279 – Norian, Lacinian 2/II, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (1 specimen + 2 fragments), 1902/003/0047/03 (former coll. no. 1736).

Cladiscites externeplicatus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 279 – Norian, Lacinian 2/II, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1902/003/0047/04–05.

Cladiscites semitoratus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 280, Pl. 20, Fig. 4a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0048 (former coll. no. 1749).

Cladiscites striatissimus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1902), p. 281 – Carnian, Tuvallian 2–3, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (3), 1902/003/0049/01–03.

Cladiscites tornatus (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1902), p. 282 – Norian, Sevatian, Rossmoosgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0050/01 (former coll. no. 2504).

Cladiscites tornatus (BRONN, 1832) – MOJSISOVICS (1902), p. 282 – Norian, Sevatian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0050/02.

Clydonautilus

Clydonautilus noricus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 212 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1902/003/0020/01.

Clydonautilus (Proclydonautilus) goniatites (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 210, Pl. 11, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0045/01.

Clydonautilus (Proclydonautilus) spirolobus (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 211 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0019/01 (former coll. no. 2170).

Clydonautilus (Proclydonautilus) spirolobus (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 211 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0019/02 (former coll. no. 2168).

Clydonautilus (Proclydonautilus) spirolobus (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 211 – Norian, Sevatian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0019/03 (former coll. no. 2171).

Clydonautilus (Proclydonautilus) spirolobus (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 211 – Norian, Sevatian, Kleiner Zlambachgraben near Ahornmoos, St. Agatha, Upper Austria, R, 1902/003/0019/04.

Clydonautilus (Proclydonautilus) spirolobus (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 211 – Norian, Sevatian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0019/05.

Dictyoconites

Dictyoconites brancoi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 190, Pl. 14, Fig. 1 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1902/003/0007/01 (former coll. no. 2422).

Dictyoconites brancoi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 190 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1902/003/0007/02.

Dictyoconites dieneri MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 190, Pl. 14, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1871/002/0004/01 (Syntype of *Aulacoceras ausseeanum* MOJSISOVICS, 1871: p. 50, Pl. 2, Fig. 1).

Dictyoconites haueri (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 187, Pl. 14, Fig. 15 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0003/01 (Syntype of *Aulacoceras haueri* MOJSISOVICS, 1871: p. 49, Pl. 4, Fig. 1).

Dictyoconites haugi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 188, Pl. 15, Fig. 3 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0004/01 (former coll. no. 2406).

Dictyoconites haugi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 188, Pl. 15, Fig. 4 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0004/02 (former coll. no. 2406).

Dictyoconites lacicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 190, Pl. 20, Fig. 7 – Early Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1855/002/0019/01 (former coll. no. 2413) (Figured in: HAUER, 1855: p. 162, Pl. 3, Figs. 17–18 sub *Orthoceras alveolare* QUENSTEDT, 1845).

Dictyoconites lacicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 190 – Early Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1902/003/0006/01 (former coll. no. 2420).

Dictyoconites quadrilineatus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 191, Pl. 13, Fig. 7 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1871/002/0005/06 (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 52, Pl. 2, Fig. 6 sub *Aulacoceras* sp. aff. *ausseeano* MOJSISOVICS, 1871).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0001/01 (former coll. no. 2407) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 1 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 7 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0001/02 (former coll. no. 2403) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 2 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 8 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1871/002/0001/03 (former coll. no. 2416) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 3 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 9 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0001/04 (former coll. no. 2408) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 4 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 11 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0001/08 (former coll. no. 2411) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 8 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 12 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0001/09 (former coll. no. 2412) (Figured in: MOJSISOVICS, 1871: p. 45, Pl. 1, Fig. 9 sub *Aulacoceras reticulatum* HAUER, 1846).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 13 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0003/01 (former coll. no. 2421).

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184, Pl. 14, Fig. 14 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0003/02.

Dictyoconites reticulatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 184 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0003/03.

Dictyoconites seminudus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 189, Pl. 21, Fig. 8a–b – Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, H, 1902/003/0005 (former coll. no. 2401).

Dictyoconites suessi (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 188, Pl. 14, Fig. 18 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0002/01 (Syntype of *Aulacoceras suessi* MOJSISOVICS, 1871: p. 48, Pl. 1, Fig. 11).

Dictyoconites suessi (MOJSISOVICS, 1871) – MOJSISOVICS (1902), p. 188, Pl. 14, Fig. 17 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1871/002/0002/02 (Syntype of *Aulacoceras suessi* MOJSISOVICS, 1871: p. 48, Pl. 1, Fig. 12).

Didymites

Didymites angustilobatus HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1875), p. 153, Pl. 60, Fig. 11a–c – Norian, Alaunian 1, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0090/01 (former coll. no. 1770).

Didymites angustilobatus HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1875), p. 153, Pl. 60, Fig. 11d – Norian, Alaunian 1, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0090/02 (former coll. no. 1770).

Didymites angustilobatus HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1902), p. 334 – Norian, Alaunian 1, Sommeraukogel, Hallstatt,

Upper Austria, R (2), 1902/003/0074/01–02 (former coll. no. 1756).

Didymites globus QUENSTEDT, 1845 – MOJSISOVICS (1875), p. 152, Pl. 59, Fig. 1, Pl. 60, Fig. 7 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0088/01 (former coll. no. 1769).

Didymites globus QUENSTEDT, 1845 – MOJSISOVICS (1875), p. 152, Pl. 59, Fig. 2 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1875/008/0088/02 (former coll. no. 1759).

Didymites quenstedti MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 154, Pl. 59, Fig. 5 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0093/01 (former coll. no. 1755).

Didymites quenstedti MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 154, Pl. 60, Fig. 8 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0093/02 (former coll. no. 1771).

Didymites quenstedti MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 154 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0093/03–04 (former coll. nos. 1754, 1762).

Didymites sphaeroides MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 153, Pl. 60, Fig. 10 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0091/01 (former coll. no. 1761).

Didymites sphaeroides MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 153 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0091/02 (former coll. no. 1760).

Didymites subglobus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 152, Pl. 59, Fig. 6a–c – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1875/008/0089/01 (former coll. no. 1768).

Didymites subglobus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 152 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1875/008/0089/02–03 (former coll. nos. 1758, 1767).

Didymites tectus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 153, Pl. 59, Fig. 3 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0092/01 (former coll. no. 1766).

Didymites tectus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 153, Pl. 59, Fig. 4, Pl. 60, Fig. 6 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0092/02 (former coll. no. 1764).

Didymites tectus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 153 – Norian, Alaunian 1, *Cyrtopleurites bicrenatus* Zone, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1875/008/0092/03–06 (former coll. no. 1765).

Germanonautilus

Germanonautilus breuneri (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1902), p. 240, Pl. 9, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0030 (former coll. no. 1902/003/69) (Figured in: URLICHS, 2000: p. 9, Text-Fig. 6 sub *Germanonautilus ? breuneri* (HAUER, 1847)).

Gonionautilus

Gonionautilus salisburgensis (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 213, Pl. 11, Fig. 4 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1850/001/0007/01 (Syntype of *Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849: p. 7, Pl. 2, Figs. 4, 5, 8).

Gonionautilus salisburgensis (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 213, Pl. 12, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1850/001/0007/02 (Syntype of *Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849: p. 7, Pl. 2, Fig. 6).

Gonionautilus salisburgensis (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 213 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1850/001/0007/03 (Syntype of *Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849: p. 7).

Gonionautilus salisburgensis (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 213 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1850/001/0007/04 (Syntype of *Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849: p. 7).

Gonionautilus securis (DITTMAR, 1866) – MOJSISOVICS (1902), p. 212, Pl. 1, Fig. 1 – Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0021/01 (former coll. no. 2129).

Grypoceras

Grypoceras (*Gryponautilus*) cf. *galeatum* (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 230 – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0029/01.

Gymnites

Gymnites arthaberi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 304, Pl. 22, Fig. 2 – ? Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0066/01 (former coll. no. 2454).

Gymnites arthaberi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 304, Pl. 22, Fig. 3 – ? Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0066/02 (former coll. no. 2454).

Gymnites arthaberi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 304, Pl. 22, Fig. 4 – ? Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0066/03 (former coll. no. 2454).

Gymnites arthaberi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 304, Pl. 22, Fig. 5 – ? Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0066/04 (former coll. no. 2454).

Hypocladiscites

Hypocladiscites subornatus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 283 – Carnian, Julian 1–Norian, Laci-an 1, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (4), 1902/003/0051/01–04.

Joannites

Joannites joannisaustriae (KLIPSTEIN, 1843) – MOJSISOVICS (1902), p. 278 – Carnian, St. Cassian, South Tyrol, Italy, F, 1870/006/0039/04 (former coll. no. 4249) (Figured in: LAUBE, 1869: p. 87, Pl. 42, Fig. 1, Pl. 43, Fig. 1 sub *Arcestes cymbiformis* (WULFEN, 1793)).

Juvavionautilus

Juvavionautilus heterophyllus (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 224, Pl. 4, Fig. 2a–c – Norian, Sevatian–Rhaetian,

Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1850/001/0003 (Holotype of *Nautilus heterophyllus* HAUER, 1849: p. 3, Pl. 1, Figs. 6–8 and figured in: KUMMEL, 1953: p. 63, Pl. 18, Figs. 1–2 sub *Juvavionautilus heterophyllus* (HAUER, 1849).

Juvavionautilus subtrapezoidalis MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 225, Pl. 3, Fig. 2a–b – Middle Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1902/003/0028/01 (former coll. no. 2177).

Juvavionautilus trapezoidalis (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1902), p. 224 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0032/01.

Juvavionautilus (*Oxynautilus*) *acutus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 226, Pl. 3, Fig. 1a–b, Sevatian–Norian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1846/001/0020/01 (Syntype of *Nautilus acutus* HAUER, 1846: p. 38, Pl. 11, Figs. 1–2 and figured in: KUMMEL, 1953: p. 63, Pl. 19, Figs. 1–2 sub *Oxynautilus acutus* HAUER, 1846).

Juvavionautilus (*Oxynautilus*) *acutus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 226, Pl. 2, Fig. 1, Sevatian–Norian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1846/001/0020/02 (Syntype of *Nautilus acutus* HAUER, 1846: p. 38).

Juvavionautilus trapezoidalis (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1902), p. 224, Pl. 4, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1860/002/0002 (Holotype of *Nautilus trapezoidalis* HAUER, 1860: p. 118, Pl. 1, Figs. 7–8).

Lobites

Lobites beneckeii MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 163, Pl. 69, Fig. 9 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0101 (former coll. no. 1651).

Lobites cucullatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 172, Pl. 70, Fig. 19 – Early Carnian, *Trachyceras aon–Trachyceras aonoides* Subzones, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0112/01 (former coll. no. 1664).

Lobites cucullatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 172, Pl. 70, Fig. 20 – Early Carnian, *Trachyceras aon–Trachyceras aonoides* Subzones, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0112/02 (former coll. no. 1664).

Lobites cucullatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 292 – Early Carnian, *Trachyceras aon–Trachyceras aonoides* Subzones, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0060 (former coll. no. 1664).

Lobites delphinocephalus (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166, Pl. 69, Fig. 14 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0105/01 (former coll. no. 1654).

Lobites delphinocephalus (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166, Pl. 69, Fig. 15 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1875/008/0105/02 (former coll. no. 1654).

Lobites delphinocephalus (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166, Pl. 69, Fig. 16 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0105/03 (former coll. no. 1654).

Lobites delphinocephalus (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166, Pl. 69, Fig. 17 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0105/04 (former coll. no. 1653).

- Lobites delphinocephalus* (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166, Pl. 69, Fig. 18 ? – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F ?, 1875/008/0105/05 (former coll. no. 1654).
- Lobites delphinocephalus* (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0105/06.
- Lobites delphinocephalus* (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (28), 1875/008/0105/07–34.
- Lobites delphinocephalus* (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1875), p. 166 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0105/35 (former coll. no. 1654).
- Lobites ellipticus* (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1875), p. 161 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (11), 1875/008/0100/01–11.
- Lobites laubei* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 173, Pl. 70, Fig. 9 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0114/01.
- Lobites laubei* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 173, Pl. 70, Fig. 11 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0114/02 (former coll. no. 1649).
- Lobites laubei* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 173, Pl. 70, Fig. 12 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0114/03.
- Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 159, Pl. 68, Fig. 13 – Early Carnian, lower *Trachyceras aon* Subzone, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0097/01 (former coll. nos. 1661, 1873/005/0212) (Lectotype in: URLICHS, 2004: p. 11 sub *Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875).
- Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 159 – Early Carnian, lower *Trachyceras aon* Subzone, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0097/02 (former coll. no. 1873/005/0212) (Paralectotype in: URLICHS, 2004: p. 11 sub *Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875).
- Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 159 – Early Carnian, St. Cassian, South Tyrol, S, 1875/008/0097/03.
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165, Pl. 69, Fig. 10 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0104/01 (former coll. no. 1646).
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165, Pl. 69, Fig. 11 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0104/02 (former coll. no. 1646).
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165, Pl. 69, Fig. 12 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0104/03 (former coll. no. 1646).
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165, Pl. 69, Fig. 13 – Early Carnian, Stuoeres, St. Cassian, South Tyrol, F, 1875/008/0104/04 (former coll. no. 4161).
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165 – Early Carnian, Stuoeres, St. Cassian, South Tyrol, R, 1875/008/0104/05.
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0104/06 (former coll. no. 1646).
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1875/008/0104/07.
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1875/008/0104/08–09.
- Lobites monilis* (LAUBE, 1869) – MOJSISOVICS (1875), p. 165 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (2), 1875/008/0104/10–11.
- Lobites naso* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 170, Pl. 70, Fig. 21 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0108/01 (former coll. no. 1663).
- Lobites naso* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 170, Pl. 70, Fig. 23 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0108/02 (former coll. no. 1652).
- Lobites naso* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 170 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1875/008/0108/03–04.
- Lobites naso* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 170 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (7), 1875/008/0108/05–11.
- Lobites naso* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 170 – Early Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1875/008/0108/12.
- Lobites nasutus* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 171, Pl. 70, Fig. 17 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0109 (former coll. no. 1657).
- Lobites nautilus* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1875), p. 158 – Early Carnian, *Trachyceras aon*–*Trachyceras aonoides* Subzones, Stuoeres Wiesen, St. Cassian, South Tyrol, R, 1875/008/0096.
- Lobites neumayri* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 168, Pl. 70, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0107/01 (former coll. no. 1597).
- Lobites neumayri* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 168, Pl. 70, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0107/02 (former coll. no. 1597).
- Lobites neumayri* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 168, Pl. 70, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0107/03 (former coll. no. 1597).
- Lobites neumayri* MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 288 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1875/008/0107/04–05.
- Lobites philippii* MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 288, Pl. 21, Fig. 5 – Late Ladinian–Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0057 (former coll. no. 1662).
- Lobites pisiformis* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 157, Pl. 68, Fig. 12 – Early Carnian, *Trachyceras aon*–*Trachyceras aonoides* Subzones, Stuoeres Wiesen, St. Cassian, South Tyrol, S, 1875/008/0095/01 (former coll. no. 4156).

Lobites pisum (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1875), p. 156, Pl. 68, Fig. 10 – Early Carnian, *Trachyceras aon* Subzone, Stuores Wiesen, St. Cassian, South Tyrol, F, 1875/008/0094/01 (former coll. no. 4155).

Lobites pisum (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1875), p. 156, Pl. 68, Fig. 11 – Early Carnian, *Trachyceras aon* Subzone, Stuores Wiesen, St. Cassian, South Tyrol, F, 1875/008/0094/02 (former coll. no. 4155).

Lobites pompeckji MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 287, Pl. 21, Fig. 6 – Late Ladinian–Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0056 (former coll. no. 1665).

Lobites procheilus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 160, Pl. 68, Fig. 14 – Early Carnian, *Trachyceras aon*–*Trachyceras aonoides* Subzones, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0099 (former coll. no. 1660).

Lobites pygmaeus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 172 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0113/01.

Lobites sandbergeri MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 291 – Carnian, Cordevolian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (20), 1902/003/0059.

Lobites schloenbachi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 164, Pl. 69, Fig. 6 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0102 (former coll. no. 1647).

Lobites sp. indet. ex aff. *Lob. nasuti* MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 171, Pl. 70, Fig. 18 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1875/008/0110/01 (former coll. no. 1658).

Lobites subellipticus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 289 – Late Ladinian, Fasanian–?Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0060.

Lobites subnasutus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 171, Pl. 70, Fig. 15 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0111 (former coll. no. 1659).

Lobites suessi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 167, Pl. 69, Fig. 21 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0106/01 (former coll. no. 1598).

Lobites suessi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 167, Pl. 69, Fig. 23 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0106/02 (former coll. no. 1598).

Lobites suessi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 167, Pl. 69, Fig. 24 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0106/03 (former coll. no. 1598).

Lobites suessi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 167, Pl. 69, Fig. 25 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1875/008/0106/04 (former coll. no. 1598).

Lobites suessi MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 167 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S (4), 1875/008/0106/05–08.

Lobites transitorius MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 159, Pl. 68, Fig. 15 – Early Carnian, *Trachyceras aon*–*Trachyceras aonoides* Subzones, Feuerkogel (Rötelsein), Bad

Aussee, Styria, S, 1875/008/0098/01 (former coll. no. 1650).

Lobites waageni MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1875), p. 164, Pl. 69, Fig. 8 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, H, 1875/008/0103 (former coll. no. 1656).

Lytoceras

Lytoceras eugyrum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 19, Fig. 13 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0050/01 (former coll. no. 1695) (Lectotype in: WIEDMANN, 1970: p. 979, Pl. 1, Fig. 3 sub *Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Lytoceras eugyrum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 19, Fig. 12 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0050/02 (former coll. no. 1695) (Paralectotype through lectotype designation in: WIEDMANN, 1970: p. 979 sub *Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Lytoceras eugyrum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 34 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1873/005/0050/03–04 (Paralectotypes through lectotype designation in: WIEDMANN, 1970: p. 979 sub *Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 16, Fig. 1 – Early Carnian, *Trachyceras aonoides* Subzone, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0051/01 (former coll. no. 1696) (Neotype of *Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834) in: WIEDMANN, 1970: p. 977, Pl. 2, Fig. 3 and figured in: RAKUS, 1993: p. 937, Pl. 5, Fig. 2 sub *Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834)).

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 16, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0051/02 (former coll. no. 1703).

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 19, Fig. 11 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0051/03 (former coll. no. 1702).

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 19, Fig. 14 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0051/04 (former coll. no. 1704).

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0051/05.

Lytoceras morloti (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 34 – Early Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0051/06.

Lytoceras patens MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 34, Pl. 16, Fig. 13, Pl. 19, Fig. 17 – Norian, Lacion 2–3, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0049/01 (former coll. no. 1720) (Figured in: WIEDMANN, 1970: p. 981, Pl. 6, Fig. 8 sub *Discophyllites patens* (MOJSISOVICS, 1873)).

Lytoceras patens MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 34 – Norian, Lacion 2–3, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0049/02 (former coll. no. 1718).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 1, Pl. 18 – Carnian, Cordevolian – Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0048/01.

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0048/02 (former coll. no. 1699).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 3 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0048/03 (former coll. no. 1701) (Figured in: WIEDMANN, 1970: p. 936, Pl. 1, Fig. 4 sub *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847)).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 4 ? – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F ?, 1873/005/0048/04 (former coll. no. 1699).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 4 ? – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F ?, 1873/005/0048/05 (former coll. no. 1699).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1873/005/0048/06 (former coll. no. 8635) (Figured in: WIEDMANN, 1970: p. 970, Pl. 2, Fig. 1 sub *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847)).

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32 – Carnian, Cordevolian–Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (3), 1873/005/0048/08–10.

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1873/005/0048/11.

Lytoceras simonyi (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1873), p. 32 – Carnian, Cordevolian–Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R ? (39), 1873/005/0048.

Lytoceras wengense KLIPSTEIN, 1843 – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 7 – Late Ladinian–Early Carnian, Corvara, St. Cassian, F, 1873/005/0238/01.

Lytoceras wengense KLIPSTEIN, 1843 – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 8 – Late Ladinian–Early Carnian, Corvara, St. Cassian, F, 1873/005/0238/02.

Lytoceras wengense KLIPSTEIN, 1843 – MOJSISOVICS (1873), p. 32, Pl. 17, Fig. 9 – Late Ladinian–Early Carnian, Corvara, St. Cassian, F, 1873/005/0238/03.

Megaphyllites

Megaphyllites insectus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 315 – Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0069.

Mojsvarites

Mojsvarites eugyrus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 317 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0070 (former coll. no. 8639 ?) (Paralectotype through lectotype designation in: WIEDMANN, 1970: p. 979, Pl. 1, Fig. 4 sub *Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Nautilus

Nautilus acutus HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1846/001/0020/01 (Syntype of *Nautilus acutus* HAUER, 1846: p. 38, Pl. 11, Figs. 1–2).

Nautilus acutus HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1846/001/0020/02 (Syntype of *Nautilus acutus* HAUER, 1846: p. 38).

Nautilus barrandei HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 17 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (3), 1873/005/0023/01–03.

Nautilus barrandei HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 17 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (1), 1873/005/0023/04 (former coll. no. 2142).

Nautilus breunneri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0016.

Nautilus brevior MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 18 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0025.

Nautilus brevis HAUER, 1860 – MOJSISOVICS (1873), p. 17 – Early Carnian, ? Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R ?, 1873/005/0024.

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13, Pl. 5, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0017/01 (former coll. no. 2147).

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13, Pl. 5, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0017/02 (former coll. no. 2189).

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13, Pl. 5, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0017/03 (former coll. no. 2145).

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (3), 1873/005/0017/04–06 (former coll. no. 2146).

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (2), 1873/005/0017/07–08.

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1873/005/0017/09–10.

Nautilus bullatus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Wies at Raschberg, Upper Austria, S, 1873/005/0017/11.

Nautilus ehrlichi MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15, Pl. 6, Fig. 9a–b – Norian/Rhaetian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, H, OLML 2012/38 (Figured in: KUMMEL, 1953: p. 65, Pl. 7, Figs. 8–9 sub *Clymenonutilus ehrlichi* MOJSISOVICS, 1873).

Nautilus eugyrus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15, Pl. 6, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0021/02 (former coll. no. 2136).

Nautilus eugyrus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15, Pl. 6, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0021/03 (former coll. no. 2136).

Nautilus eugyrus MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15, Pl. 6, Fig. 6 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0021/04 (former coll. no. 2139).

- Nautilus eugyrus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0021/05.
- Nautilus eugyrus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 15 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0021/06 (former coll. no. 2136).
- Nautilus evolutus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 16, Pl. 6, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0022/01 (former coll. no. 2135).
- Nautilus evolutus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 16 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0022/02.
- Nautilus evolutus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 16 – Early Carnian, ? Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R ?, 1873/005/0022/03.
- Nautilus evolutus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 16 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0022/04 (former coll. no. 2135).
- Nautilus fischeri* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 10, Pl. 4, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0012/01 (former coll. no. 2160).
- Nautilus fischeri* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 10 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0012/02 (former coll. no. 2161).
- Nautilus galeatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 12, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0039/01.
- Nautilus galeatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 13, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0039/02 (former coll. no. 2184).
- Nautilus galeatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 13, Fig. 3 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0039/03 (former coll. no. 2148).
- Nautilus galeatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0039/04 (former coll. no. 2150).
- Nautilus galeatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26 – Late Triassic, Raschbergalm (dubious locality, not mentioned in the text, but on a collection label), Upper Austria, S ?, 1873/005/0039/05.
- Nautilus gasteroptychus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 24, Pl. 10, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0037/01 (former coll. no. 2120).
- Nautilus gasteroptychus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 24, Pl. 10, Fig. 2 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0037/02 (former coll. no. 2121).
- Nautilus gasteroptychus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 24, Pl. 10, Fig. 3 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0037/03 (former coll. no. 2125).
- Nautilus gasteroptychus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 24 – Norian–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0037/04 (former coll. no. 2119).
- Nautilus gasteroptychus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 24 – Norian–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0037/05 (former coll. no. 2172).
- Nautilus gemmatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 11, Pl. 3, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, OLML 2012/37 (Figured in: KUMMEL, 1953: p. 44, Pl. 17, Figs. 5–6 sub *Phloioceras gemmatum* MOJSISOVICS, 1873).
- Nautilus goniatites* HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1873), p. 29 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0045/01.
- Nautilus guembeli* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13, Pl. 7, Fig. 2 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0018/01 (former coll. no. 2186).
- Nautilus guembeli* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 13 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0018/02.
- Nautilus haloricus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 20, Pl. 7, Fig. 4a–b – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, H, 1873/005/0029 (former coll. no. 2181).
- Nautilus heterophyllus* HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1873), p. 20 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0028 (former coll. no. 2175).
- Nautilus laubei* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 14, Pl. 6, Fig. 10 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1873/005/0019 (former coll. no. 2159).
- Nautilus mesodiscus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 21, Pl. 8, Fig. 1 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0033/01.
- Nautilus mesodiscus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0033/02 (former coll. no. 2180).
- Nautilus mesodiscus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0033/03 (former coll. no. 2179).
- Nautilus mesodiscus* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0033/04.
- Nautilus noricus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 25, Pl. 11, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0038/01 (former coll. no. 2123).
- Nautilus noricus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 25, Pl. 11, Fig. 2 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0038/02.
- Nautilus obtusus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 20, Pl. 7, Fig. 1a–b – Sevatian–Norian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0030/01 (former coll. no. 2132).
- Nautilus obtusus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 20 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0030/02.
- Nautilus perarmatus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 9, Pl. 2, Fig. 2a–b – Late Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, H, 1873/005/0010 (former coll. no. 2187).

- Nautilus planilateratus* HAUER, 1860 – MOJSISOVICS (1873), p. 9 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1873/005/0011.
- Nautilus quenstedti* HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1873), p. 22, Pl. 9, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0034/01.
- Nautilus quenstedti* HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1873), p. 22, Pl. 9, Fig. 3 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1873/005/0034/02 (former coll. no. 2107).
- Nautilus ramsaueri* HAUER, 1855 – MOJSISOVICS (1873), p. 19, Pl. 5, Fig. 4 – Early Carnian, Sommeraukogel, Hallstatt or Raschberg, Upper Austria, F, 1855/002/0002 (Syntype of *Nautilus ramsaueri* HAUER, 1855: p. 144, Pl. 1, Figs. 5–6).
- Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1873), p. 23, Pl. 9, Fig. 4 – Norian, Alaunian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1850/001/0007/02 (Syntype of *Nautilus salisburgensis* HAUER, 1849: p. 7, Pl. 2, Fig. 6).
- Nautilus sauperi* HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 28, Pl. 14, Fig. 5 – Early Carnian, Raschberg, Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0043/01 (former coll. no. 2115).
- Nautilus sauperi* HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 28, Pl. 14, Fig. 6 – Early Carnian, Raschberg, Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0043/02 (former coll. no. 2115).
- Nautilus sauperi* HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 28, Pl. 15, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0043/03 (former coll. no. 2114).
- Nautilus sauperi* HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 28 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (4), 1873/005/0043/04–07.
- Nautilus sauperi* HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 28 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (2), 1873/005/0043/08–09.
- Nautilus schloenbachi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 12, Pl. 2, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0015/01 (former coll. no. 2152).
- Nautilus schloenbachi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 12 – Early Carnian, ? Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0015/02.
- Nautilus securis* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 23 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0036/01–02.
- Nautilus spirolobus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 28, Norian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0044/01 (former coll. no. 2178).
- Nautilus spirolobus* DITTMAR, 1866 – MOJSISOVICS (1873), p. 28, Norian–Rhaetian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0044/02 (former coll. no. 2169).
- Nautilus styriacus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27, Pl. 14, Fig. 7 – Early Carnian, Raschberg, Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0042 (former coll. no. 2113) (Figured in: KUMMEL, 1953: p. 80, Pl. 18, Figs. 9–10 sub *Styri-nautilus styriacus* MOJSISOVICS, 1873).
- Nautilus suessi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 6, Fig. 11 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0040/01 (former coll. no. 2185).
- Nautilus suessi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 13, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0040/02 (former coll. no. 2183).
- Nautilus suessi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26, Pl. 13, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0040/03 (former coll. no. 2183).
- Nautilus suessi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (3), 1873/005/0040/04–06.
- Nautilus suessi* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 26 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (2), 1873/005/0040/07–08.
- Nautilus superbus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 18, Pl. 4, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0026/01 (former coll. no. 2157) (Figured in: KUMMEL, 1953: p. 42, Pl. 17, Figs. 9–10 sub *Pleuromutilus (Encoiloceras) superbus* MOJSISOVICS, 1873).
- Nautilus superbus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 18, Pl. 4, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0026/02 (former coll. no. 2156).
- Nautilus superbus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 18 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0026/03.
- Nautilus trapezoidalis* HAUER, 1860 – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1860/002/0002 (Holotype of *Nautilus trapezoidalis* HAUER, 1860: p. 118, Pl. 1, Figs. 7–8).
- Nautilus trapezoidalis* HAUER, 1860 – MOJSISOVICS (1873), p. 21 – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0032/01.
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27, Pl. 14, Fig. 1 – Carnian, Tuvallian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0041/01.
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27, Pl. 14, Fig. 2 – Carnian, Tuvallian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0041/02.
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS – MOJSISOVICS (1873), p. 27, Pl. 14, Fig. 3 – Carnian, Tuvallian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0041/03 (former coll. no. 2117).
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27, Pl. 14, Fig. 4 – Carnian, Tuvallian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0041/04 (former coll. no. 2116).
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27 – Carnian, Tuvallian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0041/05 (former coll. no. 2118).
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27 – Carnian, Tuvallian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S (14), 1873/005/0041/06–19.
- Nautilus triadicus* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 27 – Carnian, Tuvallian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (3), 1873/005/0041/20–22.
- Nautilus wulfeni* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 10, Pl. 7, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0013/01 (former coll. no. 2162).
- Nautilus wulfeni* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 10 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (3), 1873/005/0013/02–04 (former coll. nos. 2163–2165).

Orthoceras

Orthoceras austriacum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 7, Pl. 1, Fig. 8 – Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, H, 1873/005/0007 (former coll. no. 2381).

Orthoceras celticum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 6 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0004/02.

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3, Pl. 1, Fig. 4 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0001/01 (former coll. no. 2370).

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3, Pl. 1, Fig. 5 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0001/02 (former coll. no. 2379).

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Early Carnian, ? Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0001/03 (former coll. no. 2376).

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Norian, ? Sommeraukogel, Hallstatt, R, 1873/005/0001/04 (former coll. no. 2375 ?).

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Norian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0001/05.

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Early Carnian, ? Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (34), 1873/005/0001.

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (5), 1873/005/0001.

Orthoceras dubium HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 3 – Early Carnian, ? Feuerkogel, Bad Aussee, Styria, R (3), 1873/005/0001.

Orthoceras latiseptatum HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 6, Pl. 1, Fig. 9 – Norian–Rhaetian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0005/01 (former coll. no. 2382).

Orthoceras latiseptatum HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 6 – Norian ?–Rhaetian ?, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (3), 1873/005/0005/02–04.

Orthoceras latiseptatum HAUER, 1846 – MOJSISOVICS (1873), p. 6 – Norian–Rhaetian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0005/05.

Orthoceras pulchellum HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1902), p. 201, Pl. 16, Fig. 4 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0015/01 (former coll. no. 2377).

Orthoceras pulchellum HAUER, 1849 – MOJSISOVICS (1902), p. 201, Pl. 16, Fig. 5 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0015/02 (former coll. no. 2377).

Orthoceras sandlingense MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 6, Pl. 1, Fig. 11 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0006/01 (former coll. no. 2387).

Orthoceras sandlingense MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 6, Pl. 1, Fig. 12 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0006/02 (former coll. no. 2387).

Orthoceras sandlingense MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 6, Pl. 1, Fig. 13 – Late Carnian, Millibrunnkogel (Vorderer Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0006/03 (former coll. no. 2387).

Orthoceras styriacum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 5, Pl. 1, Fig. 6 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0003/01 (former coll. no. 2380).

Orthoceras styriacum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 5, Pl. 1, Fig. 7 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0003/02 (former coll. no. 2386).

Orthoceras styriacum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 5 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0003/03.

Orthoceras triadicum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 4, Pl. 1, Fig. 1 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0002/01 (former coll. no. 2385).

Orthoceras triadicum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 4, Pl. 1, Fig. 2 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0002/02 (former coll. no. 2384).

Orthoceras triadicum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 4, Pl. 1, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0002/03 (former coll. no. 2383).

Orthoceras triadicum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 4 – Early Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0002/04.

Paracladiscites

Paracladiscites cf. *indicus* MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 284, Pl. 21, Fig. 4a–b – Norian, Lacion 1, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0053 (former coll. no. 1752).

Paracladiscites gemmellaroi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 285, Pl. 21, Fig. 3a–c – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0054 (former coll. no. 1728).

Paracladiscites timidus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 283, Pl. 21, Fig. 1a–c – Carnian, Tuvallian 3, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0052 (former coll. no. 1744).

Paranautilus modestus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 208 – Norian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0018/01.

Paranautilus simonyi (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 207, Pl. 1, Fig. 2 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1902/003/0017/01 (former coll. no. 2111).

Paranautilus simonyi (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 207 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0017/02.

Pararcestes

Pararcestes sublabiatus MOJSISOVICS, 1875 – MOJSISOVICS (1902), p. 261 – Late Ladinian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0038.

Phragmoteuthis

? *Phragmoteuthis* ind. – MOJSISOVICS (1902), p. 199, Pl. 23, Fig. 5 – Rhaetian, Kleiner Zlambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0014/01 (former coll. no. 2393).

? *Phragmoteuthis* ind. – MOJSISOVICS (1902), p. 199, Pl. 23, Fig. 6 – Rhaetian, Kleiner Zlambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0014/02 (former coll. no. 2394).

Phylloceras

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37, Pl. 22, Fig. 13 – Early Carnian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0052/01 (former coll. no. 1712).

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Kleiner Zlambach, St. Agatha, Upper Austria, R, 1873/005/0052/02.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0052/03.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R (3), 1873/005/0052/04–06.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Hütteneck, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0052/07–08.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Taubenstein bei Gosau, Upper Austria, R (2), 1873/005/0052/09–10.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0052/11.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R (3), 1873/005/0052/12–14 (former coll. no. 1719).

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R (4), 1873/005/0052/15–18.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Oberer Thörlstein, Altaussee, Styria, R ?, 1873/005/0052/19.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0052/20.

Phylloceras debile (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Ausseer Salzberg (Kriechbaumbergstollen), R, 1873/005/0052/21.

Phylloceras despectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39, Pl. 16, Fig. 9 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0056/01 (former coll. no. 1715).

Phylloceras despectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39, Pl. 16, Fig. 10 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0056/02 (former coll. no. 1715).

Phylloceras despectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0056/03.

Phylloceras despectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (10), 1873/005/0056/04–13.

Phylloceras invalidum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39, Pl. 16, Fig. 7 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0055/01 (former coll. no. 1710).

Phylloceras invalidum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39, Pl. 16, Fig. 11 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0055/02 (former coll. no. 1710).

Phylloceras invalidum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 39, Pl. 19, Fig. 18 – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0055/03 (former coll. no. 1710).

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0053/01.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0053/02 (former coll. no. 1708).

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (4), 1873/005/0053/03–06.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0053/07.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (? Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0053/08–09.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0053/10.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Hütteneck, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0053/11.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0053/12.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Alaunian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1873/005/0053/13.

Phylloceras neojureense (QUENSTEDT, 1845) – MOJSISOVICS (1873), p. 37 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0053/14–15.

Phylloceras occultum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 38, Pl. 16, Fig. 4 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0054/01 (former coll. no. 1717) (Lectotype in: RAKUS, 1993: p. 943, Text-Fig. 13, Pl. 2, Figs. 8–9 sub *Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873)).

Phylloceras occultum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 38, Pl. 16, Fig. 5 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0054/02 (former coll. no. 1717) (Paralectotype through lectotype designation in RAKUS, 1993: p. 943 sub *Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873)).

Phylloceras occultum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 38 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S (9), 1873/005/0054/03–11 (Paralectotypes through lectotype designation in RAKUS, 1993: p. 943 sub *Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873)).

Phylloceras pumilum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 40, Pl. 16, Fig. 12 – Carnian, Tuvallian, Sandling (Millibrunnkogel), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0057/01 (former coll. no. 1716) (Figured in: RAKUS, 1993: p. 941, Text-Fig. 8, Pl. 1, Fig. 5 sub *Rhacophyllites pumilus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Phylloceras pumilum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 40 – Carnian, Tuvallian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (15), 1873/005/0057/02–16.

Phylloceras pumilum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 40 – Carnian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (1), 1873/005/0057/17.

Phylloceras pumilum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 40 – Carnian, ? Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, ? S (1), 1873/005/0057/18 (former coll. no. 1713).

Phylloceras pumilum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 40 – Carnian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (4), 1873/005/0057/19–22.

Pinacoceras

Pinacoceras applanatum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 47, Pl. 19, Fig. 5 – Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0061/01 (former coll. no. 1671).

Pinacoceras applanatum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 47, Pl. 19, Fig. 8 – Carnian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0061/02 (former coll. no. 1670).

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 22, Fig. 15 – Carnian, Cordevolian/Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1873/005/0078/01.

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 22, Fig. 16 – Carnian, Cordevolian/Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1873/005/0078/02.

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 25, Fig. 2 – Carnian, Cordevolian/Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1873/005/0078/03 (former coll. no. 8005).

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 25, Figs. 4–5 – Carnian, Cordevolian/Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1873/005/0078/04.

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 25, Fig. 6 – Carnian, Cordevolian/Julian 2, Bad Bleiberg (Deutsch-Bleiberg), Carinthia, F, 1873/005/0078/05 (former coll. no. 8007).

Pinacoceras floridum (WULFEN, 1793) – MOJSISOVICS (1873), p. 58 – Carnian, Cordevolian–Julian 2, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0078/06 (former coll. no. 2452).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 19, Fig. 2 – Carnian–Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0060/01 (former coll. no. 1678).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 19, Fig. 3 – Carnian–Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0060/02 (former coll. no. 1675).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 19, Fig. 4 – Carnian–Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0060/03 (former coll. no. 1691).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 20, Fig. 8 – Carnian–Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0060/04 (former coll. no. 1674).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 20, Fig. 9 – Carnian–Norian, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0060/05 (former coll. no. 1681).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46 – Carnian–Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (3), 1873/005/0060/06–08 (former coll. no. 1675).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46 – Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (1), 1873/005/0060/09 (former coll. no. 1685).

Pinacoceras humile MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S (1), 1873/005/0060/010.

Pinacoceras hutteri MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 296, Pl. 19, Fig. 3 – Norian, Ferdinand-Stollen, Feuerkogel (Rötelsein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0062 (former coll. no. 2498).

Pinacoceras imperator (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1873), p. 64 – Norian, Alaunian 3, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0086/01.

Pinacoceras imperator (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 297, Pl. 19, Fig. 2a–b – Norian, Alaunian 3, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1850/001/0027 (former coll. no. 2496) (Holotype by monotypy in: HAUER, 1849: p. 21, Pl. 6, Figs. 1–3 sub *Ammonites imperator* HAUER, 1849).

Pinacoceras imperator (HAUER, 1849) – MOJSISOVICS (1902), p. 297 – Norian, Alaunian 3, Im Gföhl, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0063.

Pinacoceras insectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 1 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/01 (former coll. no. 1692).

Pinacoceras insectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 2 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/02 (former coll. no. 1689).

Pinacoceras insectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 3 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/03 (former coll. no. 1686).

Pinacoceras insectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 4 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/04 (former coll. no. 1684).

Pinacoceras insectum MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 5 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/05 (former coll. no. 1687).

- Pinacoceras insectum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 6 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/06 (former coll. no. 1690).
- Pinacoceras insectum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44, Pl. 20, Fig. 7 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0058/07 (former coll. no. 1694).
- Pinacoceras insectum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 44 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (10), 1873/005/0058/08–17 (former coll. no. 1688).
- Pinacoceras* cf. *jarbas* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841 – MOJSISOVICS (1873)), p. 47, Pl. 19, Fig. 9 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0062/01 (former coll. no. 1680).
- Pinacoceras* cf. *jarbas* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1873), p. 47, Pl. 19, Fig. 10 – Carnian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0062/02 (former coll. no. 1666).
- Pinacoceras* cf. *jarbas* (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841) – MOJSISOVICS (1873), p. 47, Pl. 19, Fig. 16 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0062/03.
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 1 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0085/01 (former coll. no. 2476).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 2 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0085/02 (former coll. no. 2481).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 3 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0085/03 (former coll. no. 2480).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 4 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0085/04 (former coll. no. 2484).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 5 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0085/05 (former coll. no. 2485).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63, Pl. 23, Fig. 6 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0085/06 (former coll. no. 2483).
- Pinacoceras layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 63 – Late Ladinian/Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (8), 1873/005/0085/07–14.
- Pinacoceras metternichi* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 60 – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R (2), 1873/005/0080/01–02 (former coll. nos. 2439, 2523).
- Pinacoceras metternichi* (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1873), p. 60 – Norian, Sevatian, ? Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, R, 1873/005/0080/03 (former coll. no. ? 2524).
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54, Pl. 22, Fig. 7 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0071/01 (former coll. no. 2493).
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54, Pl. 22, Fig. 8 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0071/02 (former coll. no. 2447).
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54, Pl. 22, Fig. 9 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0071/03 (former coll. no. 2447).
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54, Pl. 22, Fig. 10 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0071/04 (former coll. no. 2493).
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S (4), 1873/005/0071/05–08.
- Pinacoceras myophorum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 54 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S (8), 1873/005/0071/09–16.
- Pinacoceras neglectum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 66, Pl. 27, Fig. 2a–c – Rhaetian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, H, 1873/005/0089 (former coll. no. 2479).
- Pinacoceras omphalium* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 55, Pl. 22, Fig. 11 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0073/01 (former coll. no. 2486).
- Pinacoceras omphalium* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 55, Pl. 22, Fig. 12 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0073/02 (former coll. no. 2486).
- Pinacoceras oxyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 51, Pl. 21, Fig. 1 – Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0064/01 (former coll. no. 2449).
- Pinacoceras oxyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 51, Pl. 21, Fig. 2 – Norian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0064/02 (former coll. no. 2490).
- Pinacoceras oxyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 51 – Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0064/03 (former coll. no. 2489).
- Pinacoceras oxyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 51 – Norian, Hütteneck, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0064/04.
- Pinacoceras* cf. *oxyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 51 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1873/005/0065/01–02.
- Pinacoceras parma* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 60, Pl. 26, Fig. 2 – Middle Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0081/01 (former coll. no. ? 2438a).
- Pinacoceras parma* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 60 – Middle Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (3), 1873/005/0081/02–04.
- Pinacoceras parma* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1902), p. 294, Pl. 18, Fig. 1 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1902/003/0061 (former coll. no. 2470).

- Pinacoceras parmaeforme* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 61, Pl. 24, Fig. 7a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1873/005/0084 (former coll. no. 2477).
- Pinacoceras perauctum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 53, Pl. 21, Fig. 7 – Norian, Lacion 2, *Malayites paulcke* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0068/01 (former coll. no. 2442).
- Pinacoceras perauctum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 53, Pl. 21, Fig. 8 – Norian, Lacion 2, *Malayites paulcke* Zone, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0068/02 (former coll. no. 2448).
- Pinacoceras cf. perauctum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 53 – Norian, Lacion 2, *Malayites paulcke* Zone, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R? (10), 1873/005/0069/01–10.
- Pinacoceras cf. perauctum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 53 – Norian, Lacion 2, *Malayites paulcke* Zone, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R? (6), 1873/005/0069/11–16.
- Pinacoceras platyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 50, Pl. 22, Fig. 6 – Norian/Rhaetian, Rossmoosgraben, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0063/01 (former coll. no. 2441).
- Pinacoceras platyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 50 – Norian–Rhaetian, Rossmoosgraben, Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0063/02.
- Pinacoceras platyphyllum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 50 – Norian–Rhaetian, Kleiner Zlambach bei St. Agatha, Upper Austria, S (4), 1873/005/0063/03–06.
- Pinacoceras polydactylum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 52, Pl. 21, Fig. 3 – Late, Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0067/01 (former coll. no. 2491).
- Pinacoceras polydactylum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 52, Pl. 21, Fig. 4 – Late Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0067/02 (former coll. no. 2492).
- Pinacoceras polydactylum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 52, Pl. 21, Fig. 5 – Late Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0067/03 (former coll. no. 2450).
- Pinacoceras polydactylum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 52, Pl. 21, Fig. 6 – Late Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0067/04 (former coll. no. 2491).
- Pinacoceras polydactylum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 52 – Late Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S (6), 1873/005/0067/05–10.
- Pinacoceras postparma* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 61, Pl. 26, Fig. 4 – Middle Norian, Wallbrunn, Dürrenberg, Hallein, Salzburg, S, 1873/005/0083/01 (former coll. no. 2469).
- Pinacoceras postparma* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 61 – Middle Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0083/02.
- Pinacoceras postsymmetricum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 56, Pl. 22, Fig. 4 – Norian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0076/01 (former coll. no. 2445).
- Pinacoceras postsymmetricum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 56, Pl. 22, Fig. 5 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0076/02 (former coll. no. 2446).
- Pinacoceras praefloridum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 58, Pl. 22, Fig. 14 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1873/005/0077 (former coll. no. 1667).
- Pinacoceras rex* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 65, Pl. 23, Fig. 8 – Carnian, Tuvalian 2–3, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0088/01 (former coll. no. 2495).
- Pinacoceras rex* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 65, Pl. 24, Fig. 8 – Carnian, Tuvalian 2–3, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0088/02 (former coll. no. 2478).
- Pinacoceras rex* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 65 – Carnian, Tuvalian 2–3, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1873/005/0088/03.
- Pinacoceras rex* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 65, Pl. 23, Fig. 9 – Carnian, Tuvalian 2–3, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0088/04 (former coll. no. 2495).
- Pinacoceras solum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 67, Pl. 23, Fig. 7 – Norian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1873/005/0090 (former coll. no. 2494).
- Pinacoceras subimperator* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 64, Pl. 26, Fig. 5 – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1873/005/0087/01 (former coll. no. 2472).
- Pinacoceras subsymmetricum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 56, Pl. 22, Fig. 3 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0075/01 (former coll. no. 2444).
- Pinacoceras subsymmetricum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 56 – Norian, Sevatian, Millibrunnkogel (Sandling), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0075/02 (former coll. no. 2487).
- Pinacoceras symmetricum* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 56, Pl. 22, Fig. 2a–c – Norian, Sevatian, Rossmoos, Bad Goisern, Upper Austria, H, 1873/005/0074 (former coll. no. 2488).
- Pinacoceras transiens* MOJSISOVICS, 1873 – MOJSISOVICS (1873), p. 46, Pl. 19, Fig. 1 – Norian, Leisling (Hiefler), Bad Goisern, Upper Austria, S, 1873/005/0059/01 (former coll. no. 1683).
- Pinacoceras (Pompeckjites) layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1902), p. 298, Pl. 19, Fig. 4 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0064/01 (former coll. no. 2482).
- Pinacoceras (Pompeckjites) layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1902), p. 298, Pl. 19, Fig. 5 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0064/02 (former coll. no. 2474).
- Pinacoceras (Pompeckjites) layeri* HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1902), p. 298, Pl. 20, Fig. 1 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0064/03 (former coll. no. 2473) (Figured in: ART-HABER, 1906: p. 371, Pl. 43, Fig. 6a–d).

Placites

Placites placodes (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 300 – Norian, Ladian, *Guembelites jandianus* Zone, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (3), 1902/003/0065.

Placites placodes (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 300 – Norian, Ladian, *Guembelites jandianus* Zone, Vorderer Sandling (Millibrunnkogel), Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0065/1.

Pleuronautilus

Pleuronautilus fischeri (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 242 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0032 (former coll. no. 2155).

Pleuronautilus gaudryi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 242, Pl. 9, Fig. 5a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0033 (former coll. no. 2153).

Pleuronautilus lepsi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 244, Pl. 10, Fig. 2a–b – Norian, Alaunian 2 – Sevatian, Dürrenstein, Hallein, Salzburg, H, 1902/003/0035 (former coll. no. 2154).

Pleuronautilus wulfeni (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 243, Pl. 10, Fig. 1a–b – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0034 (former coll. no. 2151).

Pleuronautilus (Holconautilus) ramsaueri (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1902), p. 246 – Early Carnian, Raschberg, Upper Austria, F, 1855/002/0002 (Syntype of *Nautilus ramsaueri* HAUER, 1855: p. 144, Pl. 1, Figs. 5–6).

Pleuronautilus (Trachynautilus) telleri MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 250, Pl. 9, Fig. 4 – Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0036/01.

Pleuronautilus (Trachynautilus) telleri MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 250 – Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0036/02.

Proarcestes

Proarcestes mojsisovicsi (HAUER, 1860) – MOJSISOVICS (1902), p. 260 – Ladinian–Carnian, Late Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R (3), 1902/003/0037/01–03.

Rhacophyllites

Rhacophyllites debilis (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 319, Pl. 17, Fig. 2a–b – Norian, Sevatian, Steinbergkogel, Hallstatt, Upper Austria, F, 1846/001/0003/01 (former coll. nos. 1705, 1902/3/276) (Syntype of *Ammonites debilis* in: HAUER, 1846: p. 10 and lectotype in: RAKUS, 1993: p. 940, Pl. 1, Fig. 8 sub *Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846)).

Rhacophyllites invalidus (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 320, Pl. 19 Fig. 6 – Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1902/003/0072 (former coll. no. 1709) (Figured in: RAKUS, 1993: p. 942, Pl. 1, Fig. 6 sub *Rhacophyllites invalidus* (MOJSISOVICS, 1873)).

Rhacophyllites neojurensis (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 319, Pl. 17, Fig. 1a–b ? – Norian, Alaunian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, F ?, 1846/001/0002/01 (Syntype of *Ammonites neojurensis* in: HAUER, 1846: p. 8, Pl. 3,

Figs. 2–4 ? and Neotype in: RAKUS, 1993: p. 939, Pl. 2, Fig. 5 sub *Rhacophyllites neojurensis* (HAUER, 1846)).

Rhacophyllites zitteli MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 318, Pl. 17, Fig. 3a–b – Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0071/01 (former coll. nos. 1707, 1901/003/0258/01) (Lectotype in: WIEDMANN, 1970: p. 986 sub *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902, and figured in: RAKUS, 1993: p. 943, Text-Fig. 11, Pl. 1, Fig. 7 sub *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902).

Rhacophyllites zitteli MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 318 – Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0071/02 (former coll. nos. 1707, 1901/003/0258/03) (Paralectotype through lectotype designation in: WIEDMANN, 1970: p. 986 sub *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902, and figured in: RAKUS, 1993: p. 943, Pl. 2, Fig. 2).

Rhacophyllites zitteli MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 318, Pl. 17, Fig. 4 – Carnian, Cordevolian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0071/03 (former coll. nos. 1707, 1901/003/0258/02) (Paralectotype through lectotype designation in: WIEDMANN, 1970: p. 986 sub *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902, and figured in: RAKUS, 1993: p. 943, Pl. 2, Fig. 3).

Sageceras

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 1 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0092/01 (former coll. no. 2466).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 2 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0092/02 (former coll. no. 2467).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 3 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0092/03 (former coll. no. 2465).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 4 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0092/04.

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 5 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, F, 1873/005/0092/05 (former coll. no. 2459).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70, Pl. 24, Fig. 6 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1873/005/0092/06 (former coll. no. 2459).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (1), 1873/005/0092/07 (former coll. no. 2464).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (5), 1873/005/0092/08–12 (former coll. no. 2461).

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Raschberg, Bad Goisern, Upper Austria, R (1), 1873/005/0092/13.

Sageceras haidingeri HAUER, 1847 – MOJSISOVICS (1873), p. 70 – Late Ladinian–Carnian, Julian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1873/005/0092/14.

Sphingites

Sphingites bacchus (MOJSISOVICS, 1875) – MOJSISOVICS (1875), p. 88 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S?, 1875/008/0007/03 (former coll. no. 1669).

Sphingites bacchus (MOJSISOVICS, 1875) – MOJSISOVICS (1902), p. 274, Pl. 19, Fig. 7 – Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0046 (former coll. no. 1668).

Sphingites meriani (MOJSISOVICS, 1875) – MOJSISOVICS (1902), p. 273 – Ladinian, Langobardian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, R, 1902/003/0044 (former coll. no. 1793).

Sphingites pumilio MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 274, Pl. 21, Fig. 7a–b – Early Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1902/003/0045/01 (former coll. no. 1802).

Sphingites pumilio MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 274 – Early Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S, 1902/003/0045/02 (former coll. no. 1802).

Sphingites pumilio MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 274 – Early Norian, Sommeraukogel, Hallstatt, Upper Austria, S (2), 1902/003/0045/03–04 (former coll. no. 1803).

Stenarcestes

Stenarcestes julicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 270, Pl. 20, Fig. 2 – Middle Norian–Rhaetian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0042/01 (former coll. no. 1772).

Stenarcestes julicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 270, Pl. 20, Fig. 3 – Middle Norian–Rhaetian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0042/02 (former coll. no. 1772).

Stenarcestes julicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 270 – Middle Norian–Rhaetian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (8), 1902/003/0042/3–10 (former coll. no. 1773).

Stenarcestes julicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 270 – Middle Norian–Rhaetian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (3), 1902/003/0042/11–13 (former coll. no. 1774).

Stenarcestes julicus MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 270 – Middle Norian–Rhaetian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S (36), 1902/003/0042/14–49.

Stenarcestes subumbilicatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 272 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R, 1902/003/0043/01.

Stenarcestes subumbilicatus (HAUER, 1846) – MOJSISOVICS (1902), p. 272 – Norian, Sevatian–Rhaetian, Stambachgraben, Bad Goisern, Upper Austria, R (2), 1902/003/0042/02–03.

Sturia

Sturia karpinskyi MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 309, Pl. 23, Fig. 1a–b – Ladinian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0067 (former coll. no. 2458).

Syringoceras

Syringoceras altius MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 219, Pl. 6, Fig. 2 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0025/01 (former coll. no. 2138).

Syringoceras altius MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 219 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0025/02 (former coll. no. 2140).

Syringoceras barrandei (HAUER, 1847) – MOJSISOVICS (1902), p. 215, Pl. 5, Fig. 3 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0022/01 (former coll. no. 2141).

Syringoceras credneri MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 218, Pl. 6, Fig. 1 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, H, 1902/003/0024 (former coll. no. 2137).

Syringoceras evolutum (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 216, Pl. 7, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0023/01 (former coll. no. 2134).

Syringoceras evolutum (MOJSISOVICS, 1873) – MOJSISOVICS (1902), p. 216, Pl. 8, Fig. 1 – Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, F, 1902/003/0023/02 (former coll. no. 2133).

Syringoceras zitteli MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 220, Pl. 6, Fig. 3 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0026/01 (former coll. no. 2143).

Syringoceras zitteli MOJSISOVICS, 1902 – MOJSISOVICS (1902), p. 220, Pl. 6, Fig. 4 – Late Ladinian–Early Carnian, Feuerkogel (Rötelstein), Bad Aussee, Styria, S, 1902/003/0026/02 (former coll. no. 2143).

Thuringionautilus

Thuringionautilus rectangularis (HAUER, 1855) – MOJSISOVICS (1902), p. 236 – Carnian, Schlizabach, between the stone bridge and Briglach, Raibl (Cave del Predil), R, 1855/002/0003 (Holotype of *Nautilus rectangularis* HAUER, 1855: p. 145, Pl. 1, Figs. 1–4 and figured in: MOJSISOVICS, 1882: p. 271, Pl. 87, Fig. 1 sub *Trematodiscus rectangularis* (HAUER, 1855)).

Index of Species Names (Holo-, Lecto- and Neotypes)

Original name	Revised name	page
<i>acutus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Pararcestes acutus</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>agenor</i> (MÜNSTER, 1834) [<i>Mojsvarites</i>]	<i>Mojsvarites agenor</i> (MÜNSTER, 1834)	110
<i>austriacum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Orthoceras</i>]	<i>Orthoceras austriacum</i> MOJSISOVICS, 1873	109
<i>beneckeii</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Lobites beneckeii</i> MOJSISOVICS, 1875	114
<i>cheilostomus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes cheilostomus</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>clausus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes clausus</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>credneri</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Syringoceras</i>]	<i>Syringoceras credneri</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>cylindroides</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes cylindroides</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>danai</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Proarcestes danai</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>debilis</i> (HAUER, 1846) [<i>Rhacophyllites</i>]	<i>Rhacophyllites debilis</i> (HAUER, 1846)	116
<i>dittmari</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Proarcestes dittmari</i> (MOJSISOVICS, 1875)	113
<i>ehrichi</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Nautilus</i>]	<i>Clymenonutilus ehrichi</i> (MOJSISOVICS, 1873)	110
<i>eugyrum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Lytoceras</i>]	<i>Mojsvarites eugyrum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	110
<i>externeplicatus</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Cladiscites</i>]	<i>Cladiscites externeplicatus</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>favrei</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Sphingites favrei</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>gaudryi</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Pleuonutilus</i>]	<i>Enoploceras gaudryi</i> (MOJSISOVICS, 1902)	115
<i>gemmatum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Nautilus</i>]	<i>Phloioceras gemmatum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	109
<i>gemmellaroii</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Paracladiscites</i>]	<i>Paracladiscites gemmellaroii</i> MOJSISOVICS, 1902	116
<i>genuflexus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Pararcestes genuflexus</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>haloricum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Nautilus</i>]	<i>Grypoceras haloricum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	110
<i>karpinskyi</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Sturia</i>]	<i>Sturia karpinskyi</i> MOJSISOVICS, 1902	116
<i>laubei</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Nautilus</i>]	<i>Grypoceras laubei</i> (MOJSISOVICS, 1873)	110
<i>lens</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Lobites lens</i> MOJSISOVICS, 1875	114
<i>lepsiusi</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Pleuonutilus</i>]	<i>Enoploceras lepsiusi</i> (MOJSISOVICS, 1902)	115
<i>lipoldi</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Pararcestes lipoldi</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>meriani</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Sphingites meriani</i> (MOJSISOVICS, 1875)	111
<i>monachus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes monachus</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>nasutus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Coroceras nasutus</i> (MOJSISOVICS, 1875)	114
<i>neglectum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Pinacoceras</i>]	<i>Protoplatytes neglectus</i> (MOJSISOVICS, 1873)	111
<i>neojurensis</i> (HAUER, 1846) [<i>Rhacophyllites</i>]	<i>Rhacophyllites neojurensis</i> (HAUER, 1846)	116
<i>occultum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Phylloceras</i>]	<i>Tragorhacoceras occultum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	110
<i>oxystomus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes oxystomus</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>parmaeforme</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Pinacoceras</i>]	<i>Pinacoceras parmaeforme</i> MOJSISOVICS, 1873	111
<i>perarmatum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Nautilus</i>]	<i>Mojsvaroceras perarmatum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	109
<i>praefloridum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Pinacoceras</i>]	<i>Hyattites praefloridum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	111
<i>procheilus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Lobites nautilinus</i> (MÜNSTER in: WISSMANN & MÜNSTER, 1841)	114
<i>quadrilineatus</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Dictyoconites</i>]	<i>Dictyoconites quadrilineatus</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>rotundatus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Pararcestes rotundatus</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>schloenbachi</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Lobites schloenbachi</i> MOJSISOVICS, 1875	114
<i>seminudus</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Dictyoconites</i>]	<i>Dictyoconites seminudus</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>semitornatus</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Cladiscites</i>]	<i>Cladiscites semitornatus</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>simplex</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes simplex</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>sisyphus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Arcestes sisyphus</i> MOJSISOVICS, 1875	113
<i>solum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Pinacoceras</i>]	<i>Pinacoceras solum</i> MOJSISOVICS, 1873	111
<i>stoppanii</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Arcestes</i>]	<i>Sphingites stoppanii</i> (MOJSISOVICS, 1875)	112
<i>subnasutus</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Coroceras subnasutus</i> (MOJSISOVICS, 1875)	114
<i>subtornatus</i> (MOJSISOVICS, 1873) [<i>Arcestes</i>]	<i>Hypocladiscites subtornatus</i> (MOJSISOVICS, 1873)	111
<i>symmetricum</i> MOJSISOVICS, 1873 [<i>Pinacoceras</i>]	<i>Paragymnites symmetricum</i> (MOJSISOVICS, 1873)	111
<i>timidus</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Paracladiscites</i>]	<i>Paracladiscites timidus</i> MOJSISOVICS, 1902	115
<i>waageni</i> MOJSISOVICS, 1875 [<i>Lobites</i>]	<i>Lobites waageni</i> MOJSISOVICS, 1875	114
<i>zitteli</i> MOJSISOVICS, 1902 [<i>Rhacophyllites</i>]	<i>Rhacophyllites zitteli</i> MOJSISOVICS, 1902	116

Acknowledgements

The senior author greatly acknowledges the long-term support by Ilse DRAXLER, Hans-Georg KRENMAYR and the late Franz STOJASPAL, as well as the funding from the Geological Survey of Austria. Many thanks are due to Björn BERNING (Upper Austrian State Museum, Linz) for information on the whereabouts of the holotypes of *Nautilus ehrlichi* MOJSISOVICS, 1873, and *N. gemmatus* MOJSISOVICS, 1873, as well as permission to publish photographs. Ilka WÜNSCHE (Geological Survey of Austria) prepared the main part of photographs and arranged the plates. Mar-

tin MASLO (Vienna) is thanked for additional information on secondary literature. Alice SCHUMACHER (Museum of Natural History, Vienna) is acknowledged for contributing several pictures. Horst HEGER (Geological Survey of Austria) helped transferring data. Martin SCHIEGL, Albert SCHEDL (Geological Survey of Austria) and Paolo MIETTO (University of Padua) assisted in establishing where several localities are and how they are called today. Hugh RICE (University of Vienna) revised the English in substantial parts of the text.

References

- ARTHABER, G. v. (1906): Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. – *Lethaea geognostica*, Handbuch der Erdgeschichte mit Abbildungen der für die Formationen bezeichnendsten Versteinerungen, 2. Teil, Mesozoicum, Bd. 1: Trias, 3. Abt., 223–472, Stuttgart.
- BERNING, B. (2013): Typen in der Paläontologischen Sammlung des Biologiezentrums Linz. Teil I. – *Beitr. Naturk. Oberösterreich*, **23/1**, 73–75, Linz.
- BRONN, H.G. (1832): Die Versteinerungen des Salza-Thales in Beziehung auf Lill von Lilienbach's Beschreibung dortiger Gebirgs-Formationen. – *Jb. Min., Geogn., Geol. u. Petrefaktenkunde*, **3**, 150–182, Heidelberg.
- COCKERELL, D.A. (1905): Names of *Ammonites*. – *J. Malacol.*, **12**, 16, London.
- CWIK, E. (2009): Evolution der Arcestidae (Ammonoidea) im Grenzbereich Norium-Rhaetium. – *Dipl.-Arb., Fak. f. Geowiss. Geogr. Astron. Univ. Wien*, 96 pp., Wien.
- DIENER, C. (1915): Cephalopoda triadica. – In: FRECH, F.: *Fossilium Catalogus: I. – Animalia*, **8**, 369 pp., Berlin (Junk).
- DIENER, C. (1919): Neue Ammonoidea leiostroaca aus den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **97**, 341–389, Wien.
- DIENER, C. (1926): Die Fossilagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **135**, 73–101, Wien.
- DITTMAR, A. v. (1866): Zur Fauna der Hallstädter Kalke: Nova aus der Sammlung des Herrn Hofrathes Dr. von Fischer in München. – In: OPPEL, A. & WAAGEN, W.: *Geognostisch-paläontologische Beiträge*, 1/2, 321–397, München (Oldenbourg).
- GAMSJÄGER, B. (1982): Systematik und Phylogenie der obertriadischen Cladiscitidae, ZITTEL, 1884 (Ammonoidea). – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **122**, 72 pp., Wien.
- GUENÉE, M.A. (1845): *Essai sur une nouvelle classification des Microlépidoptères*. – *Ann. Soc. entomol. France*, 2. Ser, **3**, 297–344, Paris.
- HAUER, F. v. (1846): Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung des Fürsten von Metternich: Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen. – 47 pp., Wien (Braumüller).
- HAUER, F. v. (1847): Neue Cephalopoden aus dem rothen Marmor von Aussee. – *Haidinger's Naturwiss. Abh.*, **1**, 257–277, Wien.
- HAUER, F. v. (1849): Über neue Cephalopoden aus den Marmor-schichten von Hallstatt und Aussee. – *Naturwiss. Abh.*, **3**, 1–26, Wien. [Often cited with the year 1850 because in that year volume 3 was published, but first the reprints were released in 1849.]
- HAUER, F. v. (1855): Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. – *Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **9/1**, 141–166, Wien.
- HAUER, F. v. (1860): Nachträge zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. – *Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **41**, 113–150, Wien.
- HÖRNES, M. (1855): Über die Gastropoden und Acephalen der Hallstätter Schichten. – *Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **9**, 33–54, Wien.
- HYATT, A. (1883–1884): Genera of fossil Cephalopods. – *Proc. Boston Soc. Natur. Hist.*, **22**, 253–338, Boston.
- HYATT, A. (1900): Sub-Order D. *Orthochoanites*. – In: ZITTEL, K.A. v. & EASTMAN, CH.R. (Ed.): *Text-Book of Palaeontology*, **1**, 517–527, London.
- KLIPSTEIN, A. v. (1843): Beiträge zur geologischen (und topographischen) Kenntnis der östlichen Alpen. – X + 311 S., Giessen (Heyer).
- KRYSTYN, L. (1982): Obertriadische Ammonoideen aus dem Zentralnepalesischen Himalaya (Gebiet von Jomson). – *Abh. Geol. B.-A.*, **36**, 63 pp., Wien.
- KRYSTYN, L. (2008): Excursion 1: The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstätten of Hallstatt. – Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events: Meeting of the late IGCP 467 and STS, September 28th – October 2nd 2008, Bad Goisern (Upper Austria): Abstracts and Excursion-Guide (2008-09). – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 81–98, Wien.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **137/2**, 284–304, Stuttgart.
- KUMMEL, B. (1953): American Triassic Coiled Nautiloids. – *Geol. Surv. Prof. Paper*, **250**, 1–104, Washington.
- LAUBE, G.C. (1869): Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ein Beitrag zur Paläontologie der alpinen Trias. IV. Abtheilung. Gastropoden. II. Hälfte. – *Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **30/2**, 1–48, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1871): Über das Belemniten-Geschlecht *Aulacoceras* F. v. HAUER. – *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **21/1**, 41–58, Wien.
- 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. – *Abh. k.k. Geol. R.-A.*, **6/1**, 1. Lief., 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. – *Abh. k.k. Geol. R.-A.*, **6/1**, 2. Lief., 83–174, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1879): Vorläufige kurze Übersicht der Ammoniten-Gattungen der mediterranen und juvavischen Trias. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, **1879**, 133–143, Wien.

- MOJSISOVICS, E. v. (1882): Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **10**, 322 pp., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1893): Das Gebirge um Hallstatt. Eine geologisch-paläontologische Studie aus den Alpen. 2. Teil. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **6/2**, 835 pp., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **6/1** (Suppl.-Bd.), 177–356, Wien.
- MÜNSTER, G. (1834): Über das Kalkmergel-Lager von St. Cassian in Tyrol und die darin vorkommenden Ceratiten. – N. Jb. Min., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde, **1834**, 1–15, Stuttgart.
- NIEDERL, R. (1998): Geotop und Geotopschutz. – Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, SH **2**, 277–285, Graz.
- POMPECKJ, J.F. (1895): Ammoniten des Rhät. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1895/2**, 1–46, Stuttgart.
- QUENSTEDT, F.A. v. (1845): Mittheilungen an Professor Bronn gerichtet. N. Jb. Min., Geognosie, Geol. Petrefakten-Kunde, **1845**, 680–684, Stuttgart.
- RAKUS, M. (1993): Late Triassic and Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 933–963, Wien.
- SEPKOSKI, J.J., JR. (2002): A compendium of fossil marine animal genera. – Bull. Amer. Paleont., **363**, 560 pp., New York.
- SPATH, L.F. (1927): Revision of the Jurassic Cephalopod Fauna of Kachh (Cutch). – Palaeontologia Indica, N. Ser. **9.2**, 84 pp., Calcutta.
- SPATH, L.F. (1934): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British museum (Natural History). Part IV, The Ammonoidea of the Trias. – 521 pp., London (Oxford university press).
- SPATH, L.F. (1951): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British museum (Natural History). Part V, The Ammonoidea of the Trias. – 228 pp., London (Oxford university press).
- TATZREITER, F. (1982): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. 3. Teil: Typen, Abbildungsoriginale und Belegstücke zu MOJSISOVICS, E. v. (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 123–147, Wien.
- TATZREITER, F. (1986): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. 4. Teil: Typen, Abbildungsoriginale und Belegstücke zu MOJSISOVICS, E. v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Jb. Geol. B.-A., **129/1**, 129–140, Wien.
- TOZER, E.T. (1981): Triassic Ammonoidea: Classification, Evolution and Relationship with Permian and Jurassic Forms. The Ammonoidea: The evolution, classification, mode of life and geological usefulness of a major fossil group. – The Systematics Association, special vol. **18**, 65–100, London.
- TOZER, E.T. (1994): Canadian Triassic Ammonoid Faunas. – Bull. Geol. Surv. Canada, **467**, 663 pp., Ottawa.
- TEICHERT, C., KUMMEL, B., SWEET, W.C., STENZEL, H.B., FURNISH, W.M., GLENISTER, B.F., ERBEN, H.K., MOORE, R.C. & ZELLER, D.E.N. (1964): Cephalopoda, General features Enoceratoidea-Actinoce-ratoidea-Nautiloidea-Bac-tritoidea. – In: MOORE, R.C.: Treatise on Invertebrate Palaeontology, Part K, Mollusca 3. – 519 pp., Lawrence (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas press).
- URLICHS, M. (2000): *Germanonautilus* (Nautiloidea) aus dem Unterkarnium der Dolomiten (Obertrias, Italien). – Stuttg. Beitr. z. Naturk., Ser. B (Geol. u. Paläont.), **291**, 13 pp., Stuttgart.
- URLICHS, M. (2004): Kümmerwuchs bei *Lobites* MOJSISOVICS, 1902 (Ammonoidea) aus dem Unter-Karnium der Dolomiten (Ober-Trias, Italien) mit Revision der unterkarnischen Arten. – Stuttg. Beitr. z. Naturk., Ser. B (Geol. u. Paläont.), **344**, 37 pp., Stuttgart.
- WIEDMANN, J. (1970): Über den Ursprung der Neoammonoideen – Das Problem einer Typogenese. – Eclog. Geol. Helv., **63/3**, 923–1020, Basel.
- WISSMANN, H.L. & MÜNSTER, G. v. (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian. – Beitr. Petrefactenkunde, **4**, 152 pp., Bayreuth (Buchner).
- WULFEN, F.X. (1793): Abhandlung vom kärnthnerschen pfauen-schweifigen Helmintholith, oder dem sogenannten opalisirenden Muschelmarmor. – 126 pp., 32 Taf., Erlangen (Johann Jakob Palm).

Plate 1

- Fig. 1: *Orthoceras austriacum* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, lateral view, coll. no. GBA 1873/005/0007, natural size.
- Fig. 2a-c: *Nautilus perarmatus* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0010, natural size.
- Fig. 3a-c: *Nautilus laubei* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0019, x 2.
- Fig. 4a-b: *Nautilus haloricus* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) frontal view, b) lateral view, coll. no. GBA 1873/005/0029, natural size.

Scale bar = 1 cm.

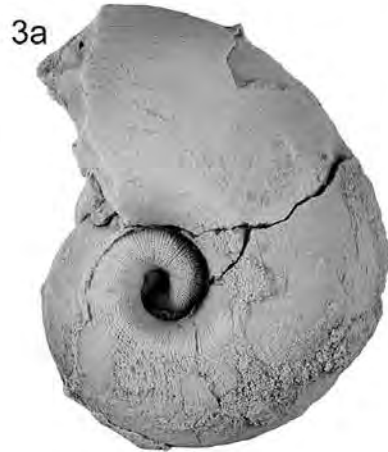


Plate 2

Fig. 1a–c: *Lytoceras eugyrum* MOJSISOVICS, 1873, lectotype in: WIEDMANN (1970) sub *Mojsvarites eugyrus* (MOJSISOVICS, 1873), a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0050/01, natural size.

Fig. 2a–b: *Lytoceras morloti* (HAUER, 1849), neotype of *Mojsvarites agenor* (MÜNSTER, 1834) in: WIEDMANN (1970), a) lateral view, b) ventral view, coll. no. GBA 1873/005/0051/01, natural size.

Scale bar = 1 cm.

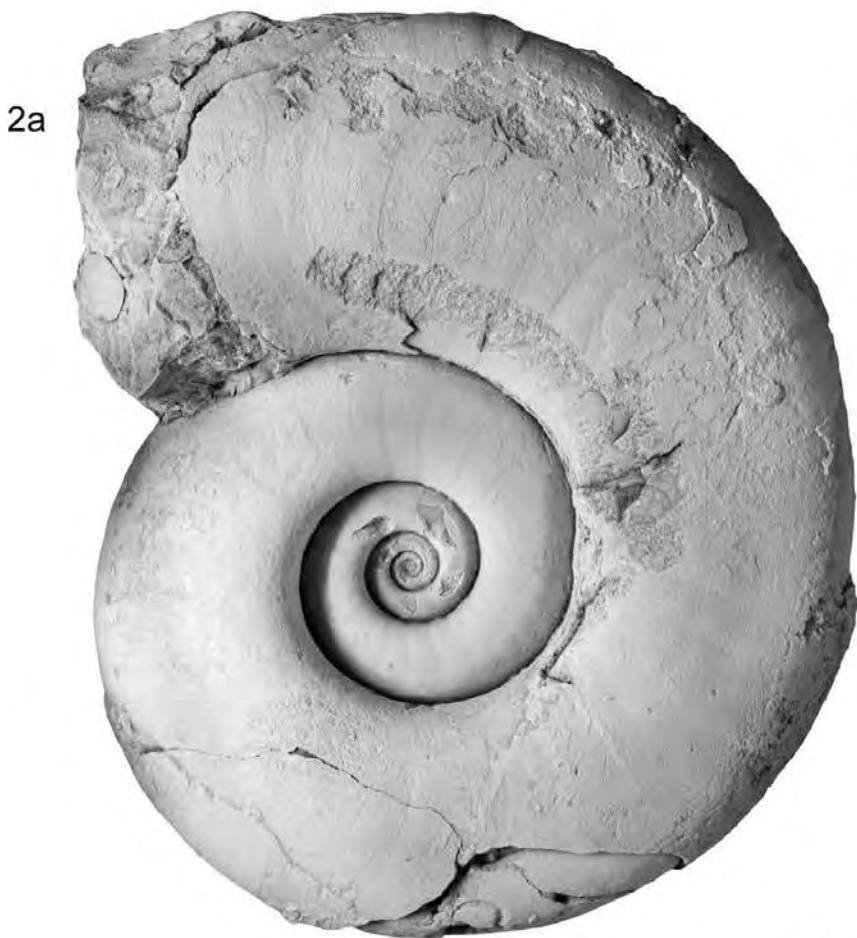


Plate 3

Fig. 1a–c: *Phylloceras occultum* MOJSISOVICS, 1873, lectotype in: RAKUS (1993) sub *Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873), a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0054/01, natural size.

Fig. 2a–c: *Pinacoceras symmetricum* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0074, natural size.

Fig. 3a–c: *Pinacoceras prae floridum* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0077, natural size.

Scale bar = 1 cm.

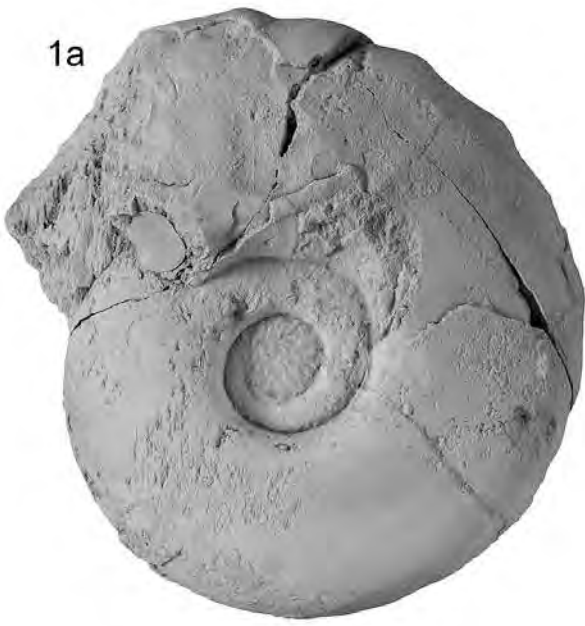


Plate 4

Fig. 1a–b: *Pinacoceras parmaeforme* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) frontal view, b) lateral view, coll. no. GBA 1873/005/0084, natural size.

Fig. 2: *Pinacoceras neglectum* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, lateral view, coll. no. GBA 1873/005/0089, natural size.

Fig. 3: *Pinacoceras solum* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, lateral view, coll. no. GBA 1873/005/0090, x 2.

Scale bar = 1 cm.

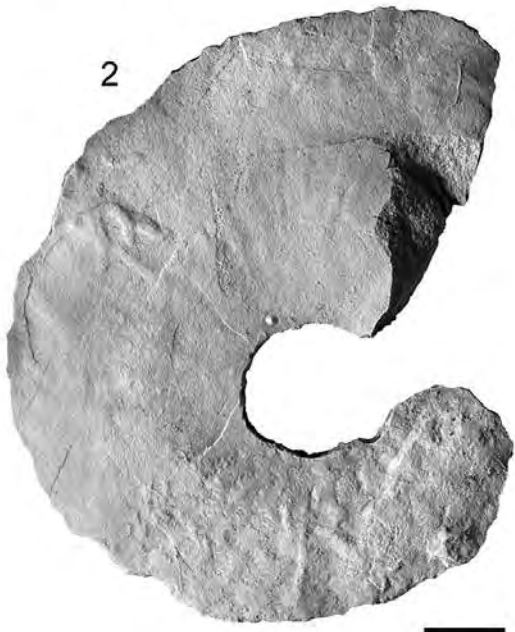


Plate 5

- Fig. 1a–c: *Arcestes subornatus* MOJSISOVICS, 1873, lectotype in: GAMSJÄGER (1982) sub *Hypocladiscites subornatus* (MOJSISOVICS, 1873), a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1873/005/0105/03, natural size.
- Fig. 2a–c: *Arcestes meriani* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0009, x 1.5.
- Fig. 3a–c: *Arcestes stoppanii* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0010, x 2.
- Fig. 4a–c: *Arcestes favrei* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0011, x 2.5.

Scale bar = 1 cm.

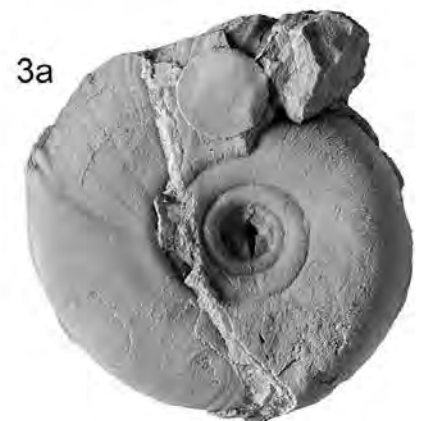


Plate 6

Fig. 1a–c: *Arcestes danai* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and b) lateral views, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0014, natural size.

Fig. 2a–c: *Arcestes acutus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0017, natural size.

Fig. 3a–c: *Arcestes lipoldi* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0019, natural size.

Scale bar = 1 cm.

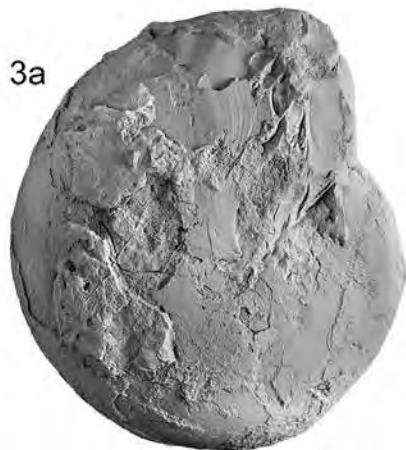
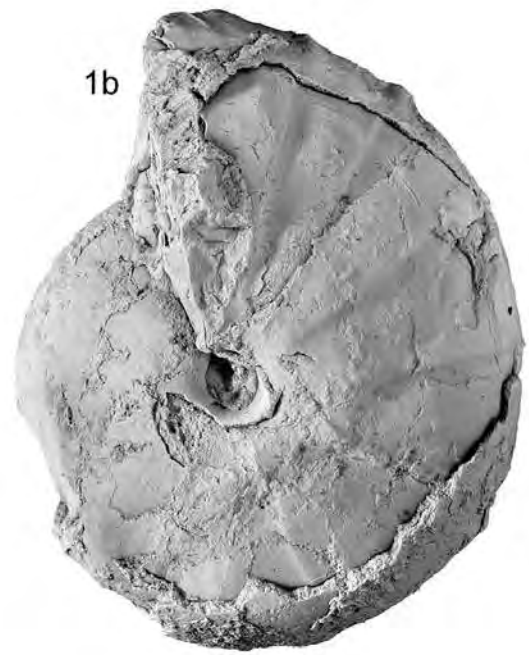
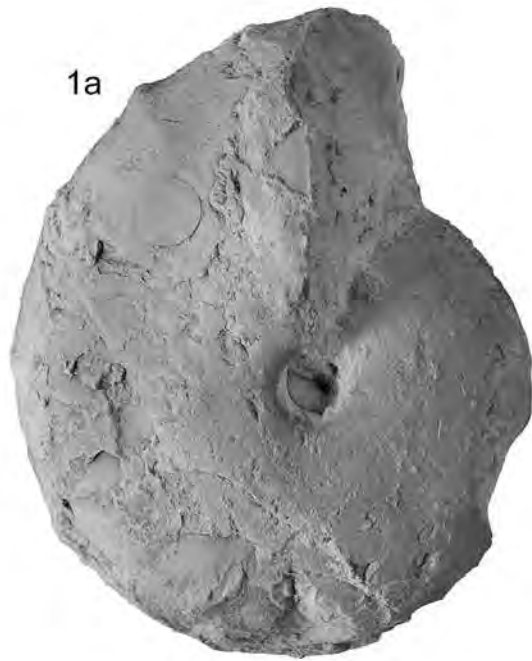


Plate 7

Fig. 1a–c: *Arcestes rotundatus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0020, natural size.

Fig. 2a–c: *Arcestes genuflexus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0021, natural size.

Fig. 3a–b: *Arcestes dittmari* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0025, natural size.

Fig. 4a–c: *Arcestes cheilostomus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0031, x 1.5.

Scale bar = 1 cm.

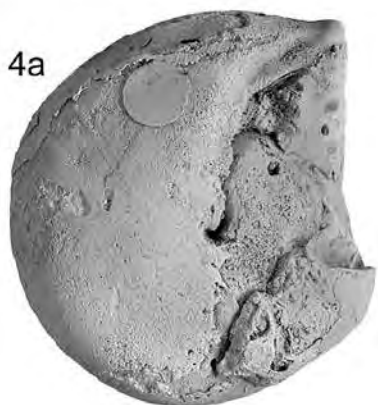
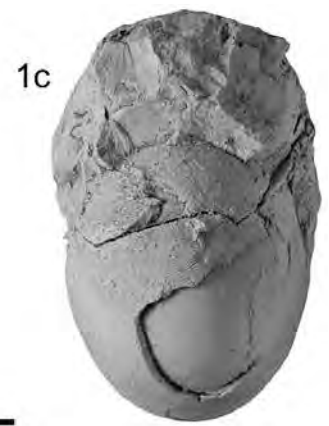
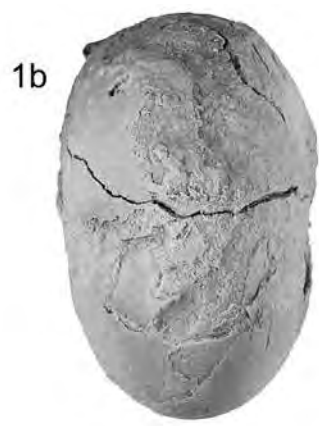
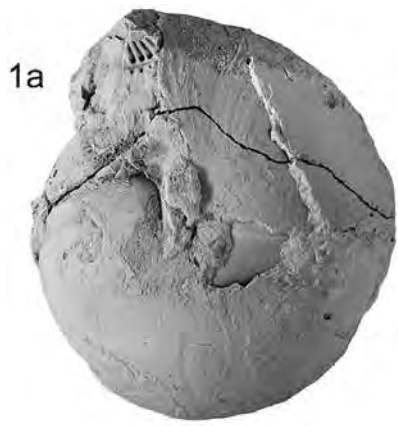


Plate 8

Fig. 1a–c: *Arcestes simplex* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. 1875/008/0035, x 2.

Fig. 2a–c: *Arcestes clausus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0041, natural size.

Fig. 3a–b: *Arcestes monachus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0048, natural size.

Scale bar = 1 cm.

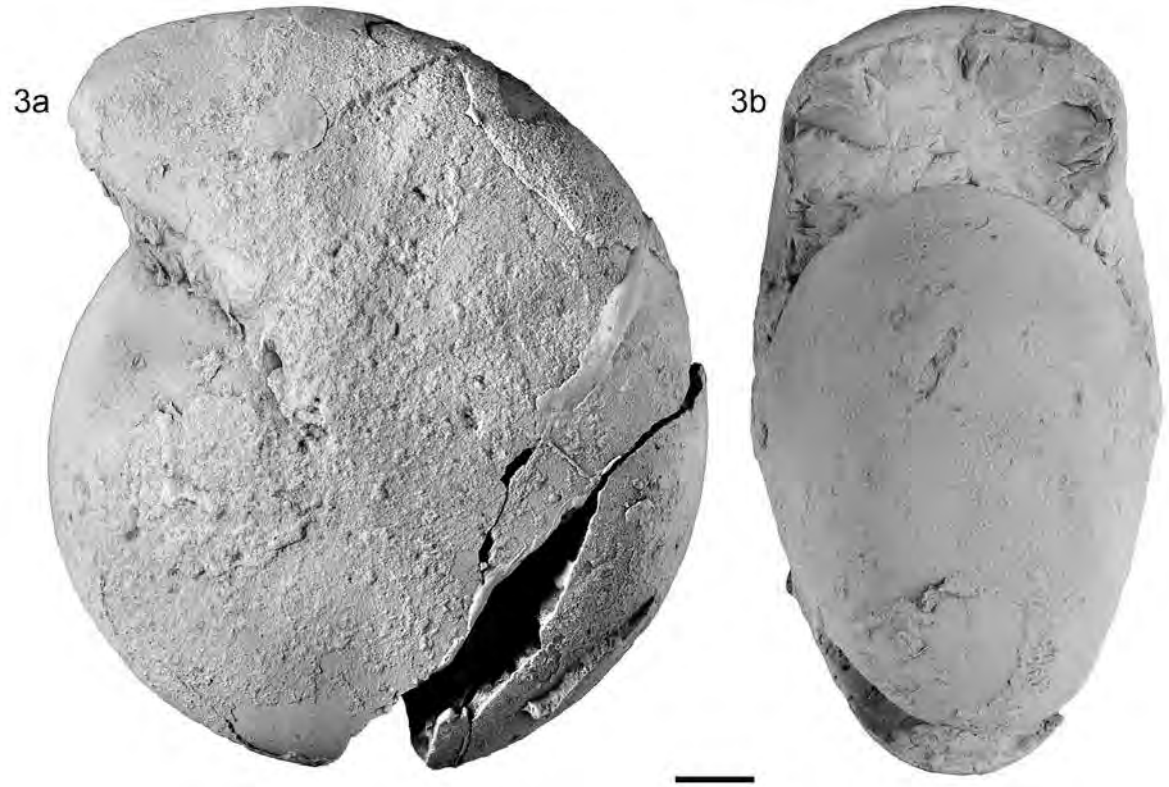
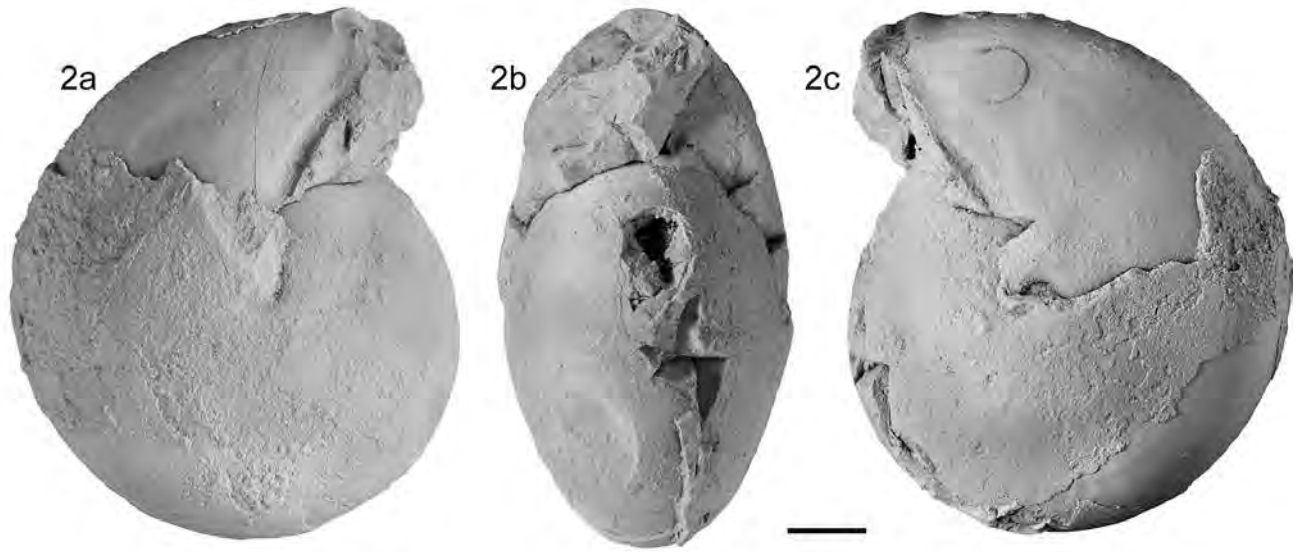
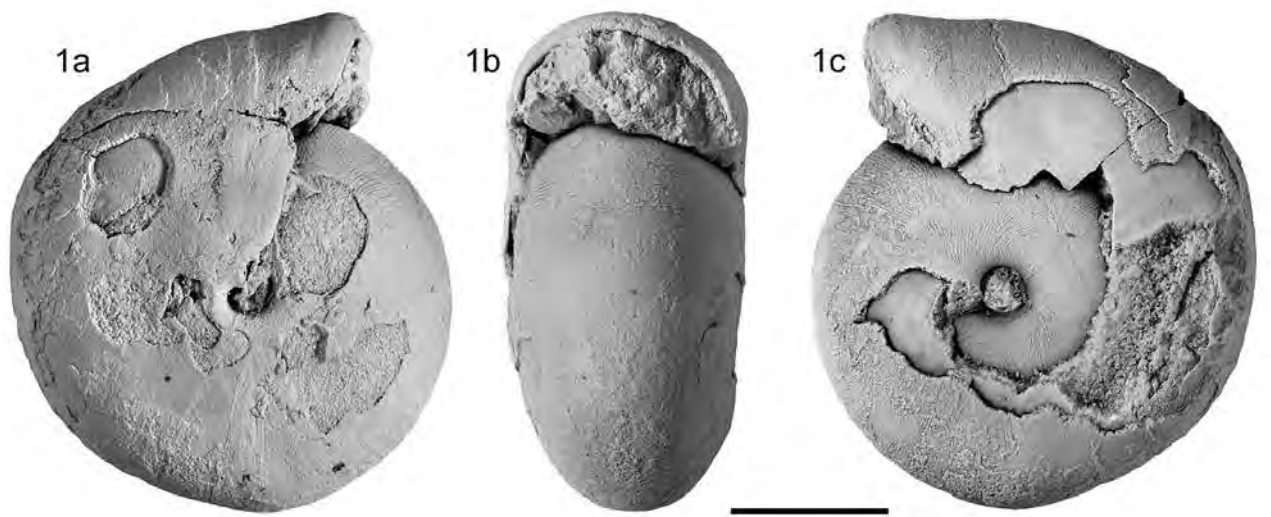


Plate 9

Fig. 1a–c: *Arcestes cylindroides* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) frontal view, b) and c) lateral views, coll. no. GBA 1875/008/0059, natural size.

Fig. 2a–c: *Arcestes sisyphus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and b) lateral views, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0066, natural size.

Scale bar = 1 cm.

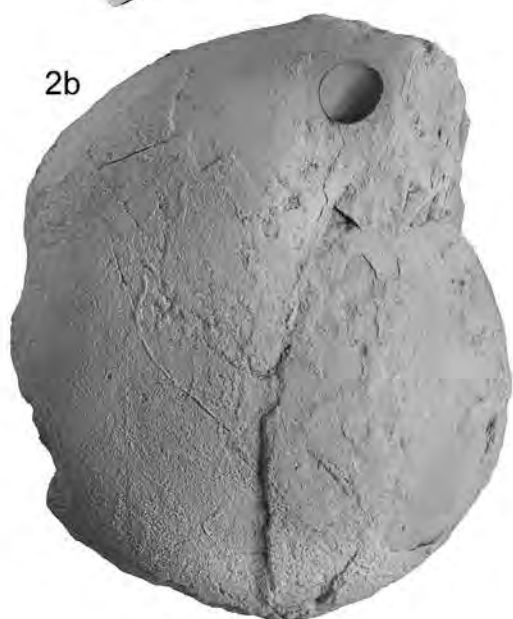
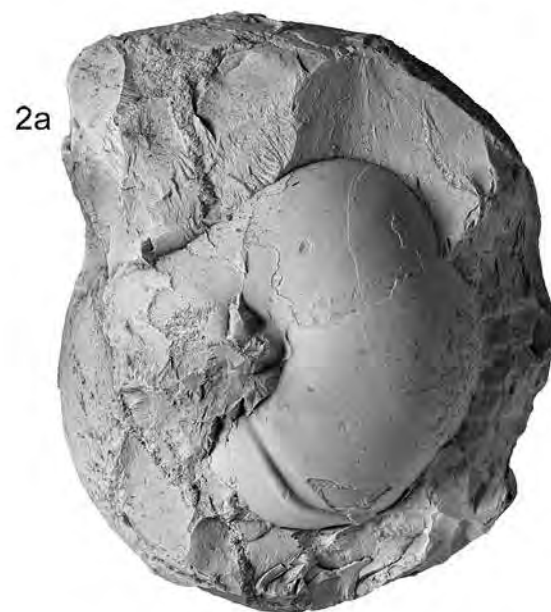
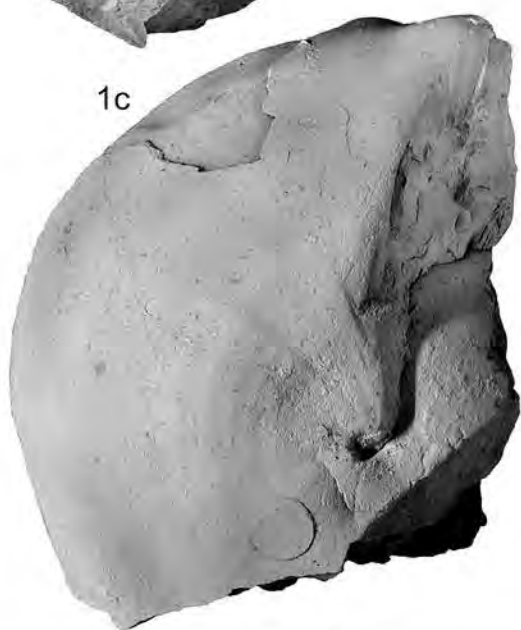
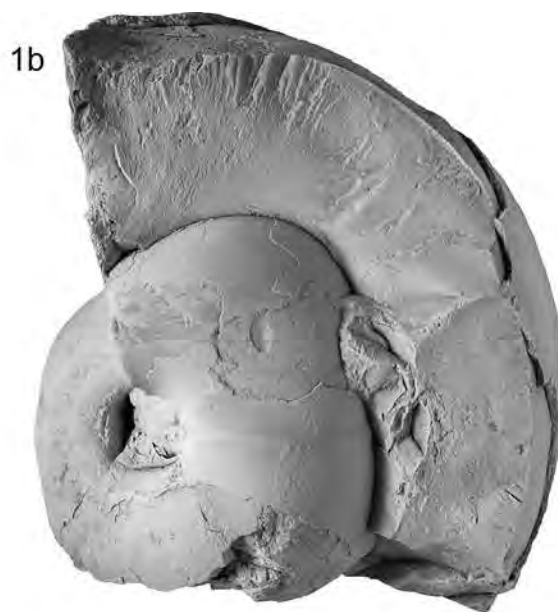
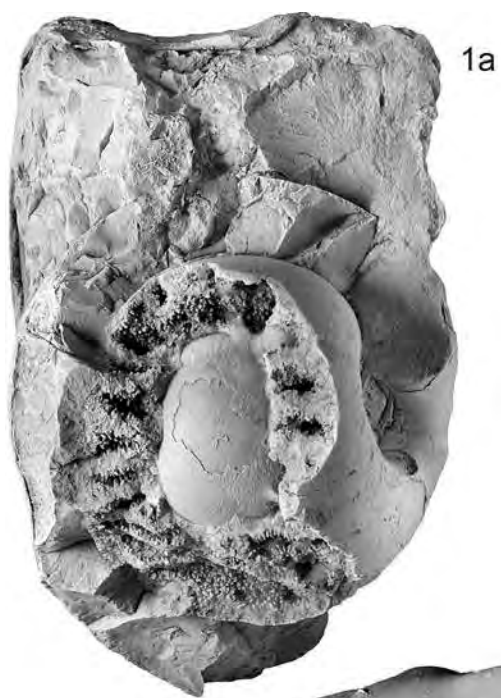


Plate 10

Fig. 1a–c: *Arcestes oxystomus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0068, x 1.5.

Fig. 2a–c: *Lobites lens* MOJSISOVICS, 1875, lectotype, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0097/01, x 4.

Fig. 3a–c: *Lobites procheilus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, c) ventral view, coll. no. GBA 1875/008/0099, x 4.

Fig. 4a–c: *Lobites beneckeii* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, c) ventral view, coll. no. GBA 1875/008/0101, x 3.

Scale bar = 1 cm.

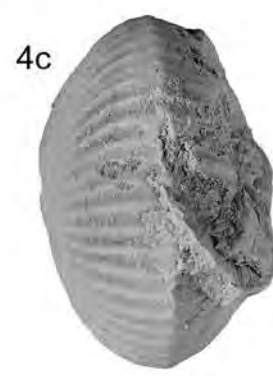
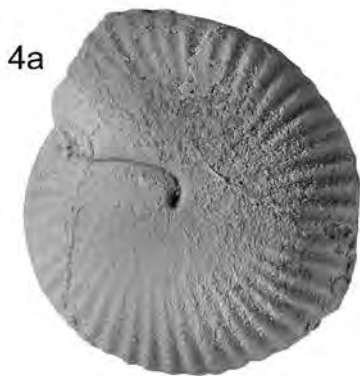
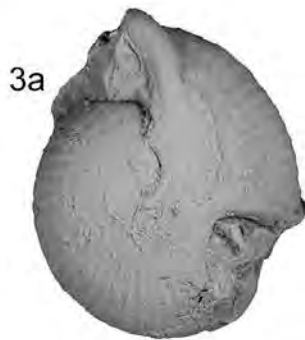
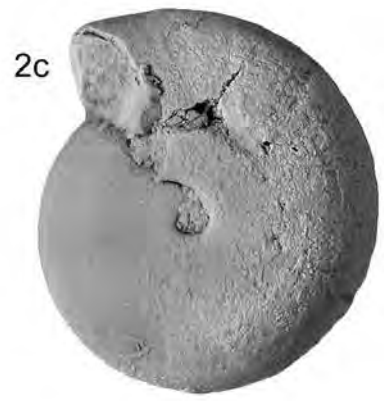
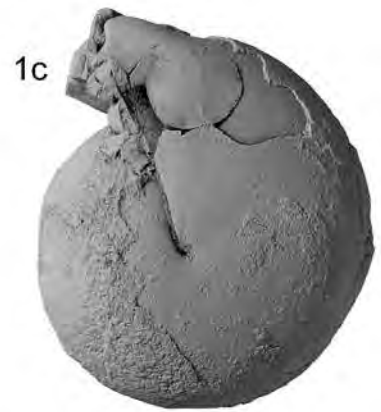
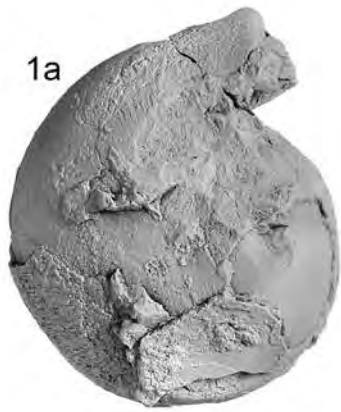


Plate 11

- Fig. 1a–c: *Lobites schloenbachi* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0102, x 2.5.
- Fig. 2a–c: *Lobites waageni* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0103, x 2.
- Fig. 3a–b: *Lobites nasutus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0109, natural size.
- Fig. 4a–c: *Lobites subnasutus* MOJSISOVICS, 1875, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1875/008/0111, x 1.5.

Scale bar = 1 cm.

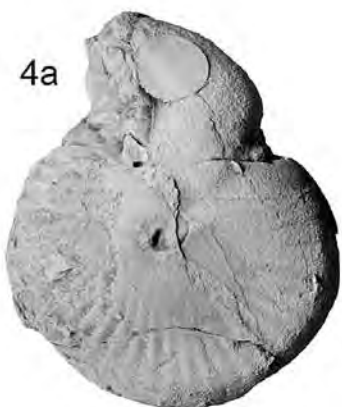
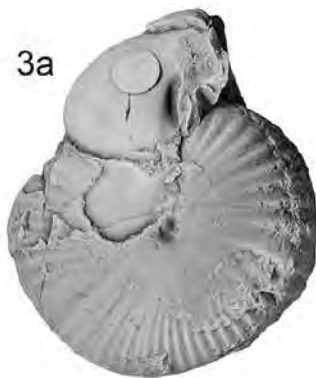
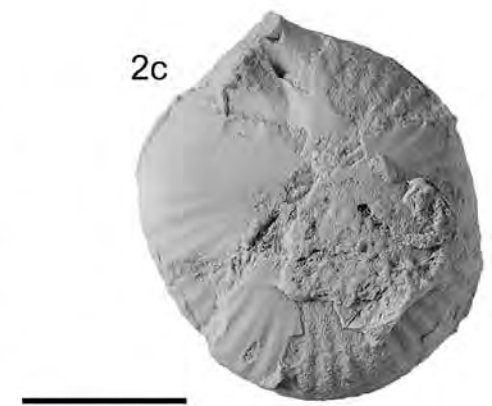


Plate 12

- Fig. 1a–b: *Dictyoconites seminudus* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) and b) lateral views, coll. no. 1902/003/0005, x 1.5.
Fig. 2: *Dictyoconites quadrilineatus* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, lateral view, coll. no. 1871/002/0005/06, x 1.5.
Fig. 3a–c: *Syringoceras credneri* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) frontal view, b) lateral view, c) ventral view, coll. no. GBA 1902/003/0024, natural size.

Scale bar = 1 cm.

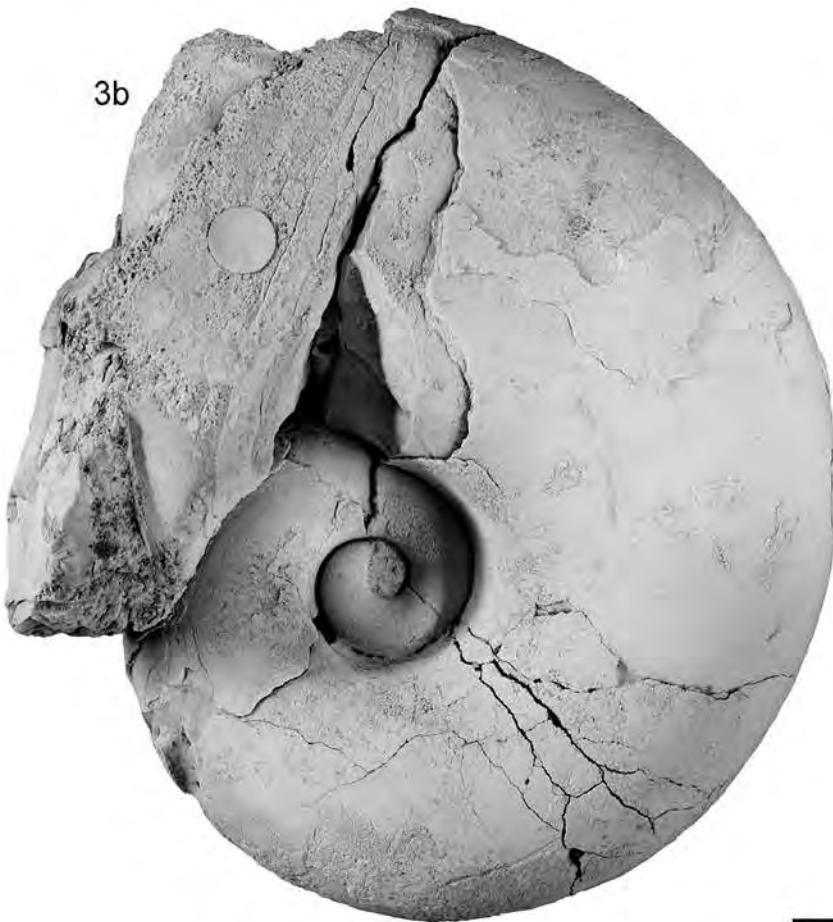


Plate 13

Fig. 1a–c: *Pleuronautilus gaudryi* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0033, natural size.

Fig. 2a–c: *Pleuronautilus lepsiusi* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0035, natural size.

Fig. 3a–c: *Cladiscites externeplicatus* MOJSISOVICS, 1902, lectotype, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. 1902/003/0047/02, x 1.5.

Scale bar = 1 cm.



Plate 14

Fig. 1a–c: *Cladiscites semitornatus* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0048, x 3.

Fig. 2a–d: *Paracladiscites timidus* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) and d) lateral views, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0052, natural size.

Fig. 3a–b: *Rhacophyllites zitteli* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, coll. no. GBA 1902/003/0071/01, natural size.

Scale bar = 1 cm.

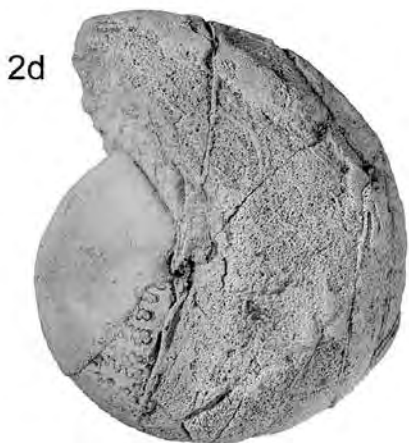
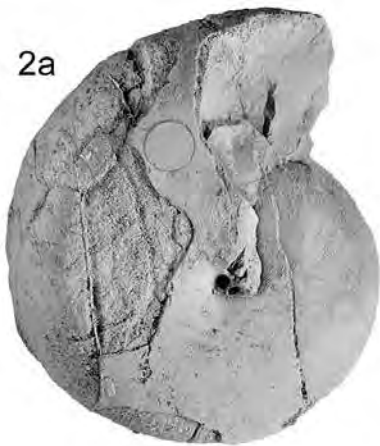


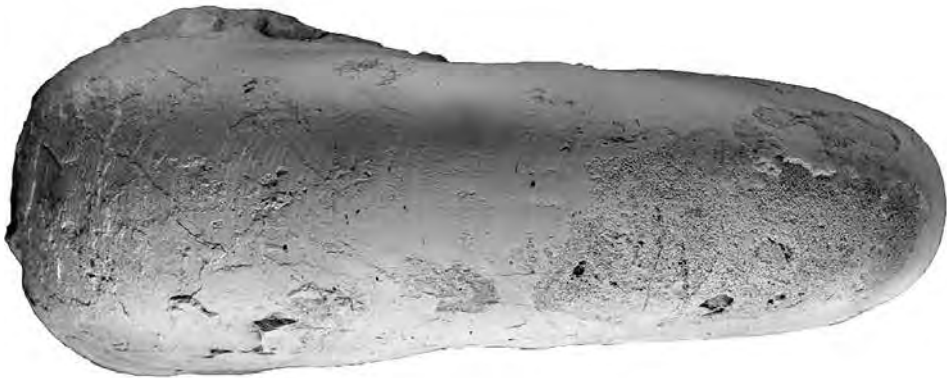
Plate 15

Fig. 1a–c: *Paracladiscites gemmellaro* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) lateral view, b) ventral view, c) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0054, natural size.

Scale bar = 1 cm.



1a



1b



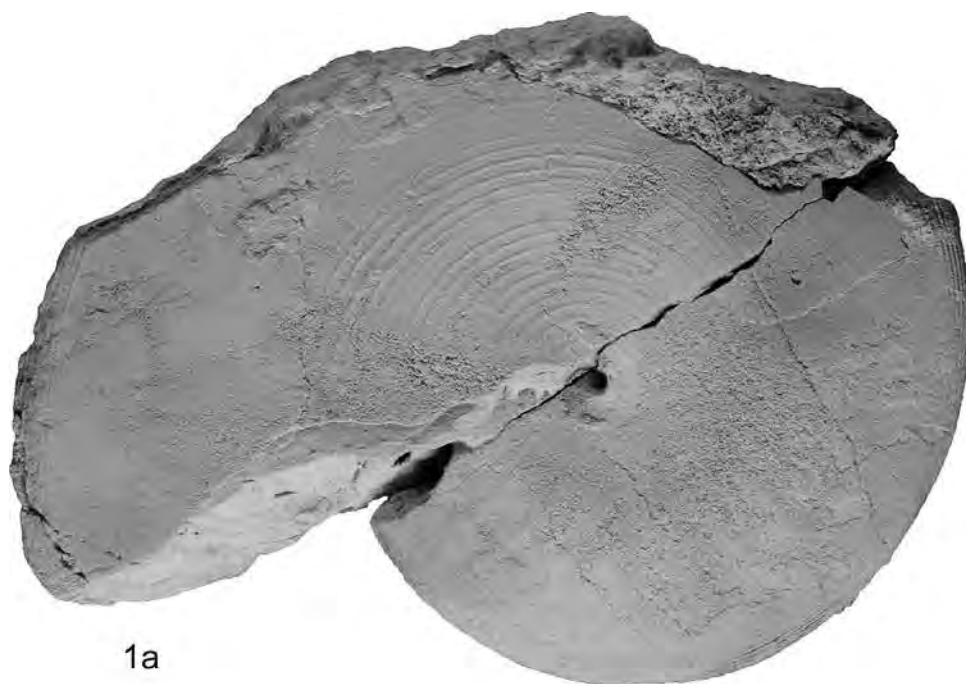
1c



Plate 16

Fig. 1a–c: *Sturia karpinskyi* MOJSISOVICS, 1902, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1902/003/0067, natural size.

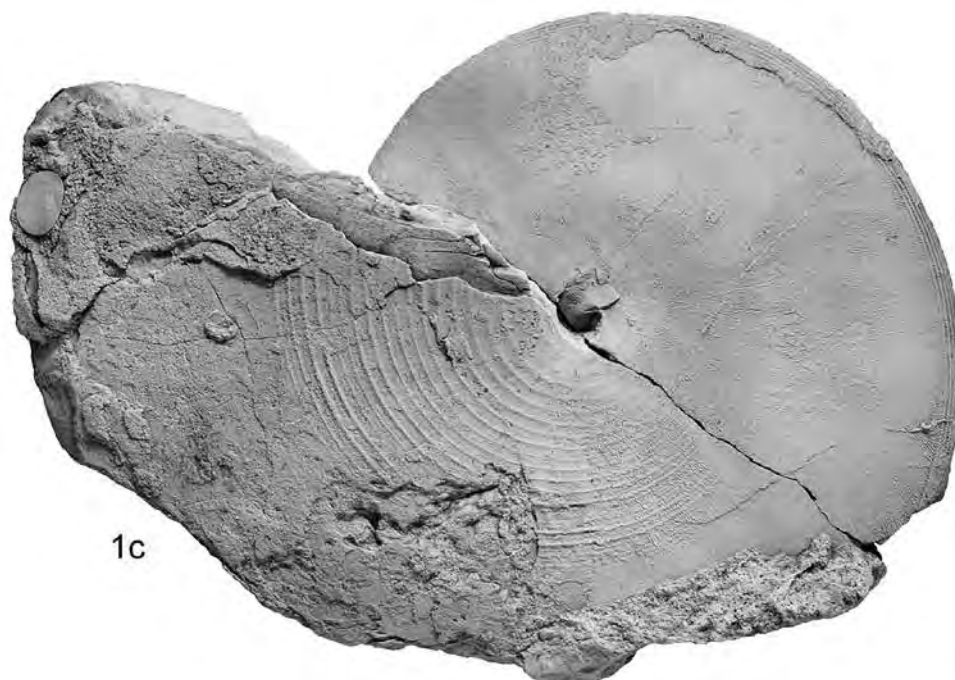
Scale bar = 1 cm.



1a



1b

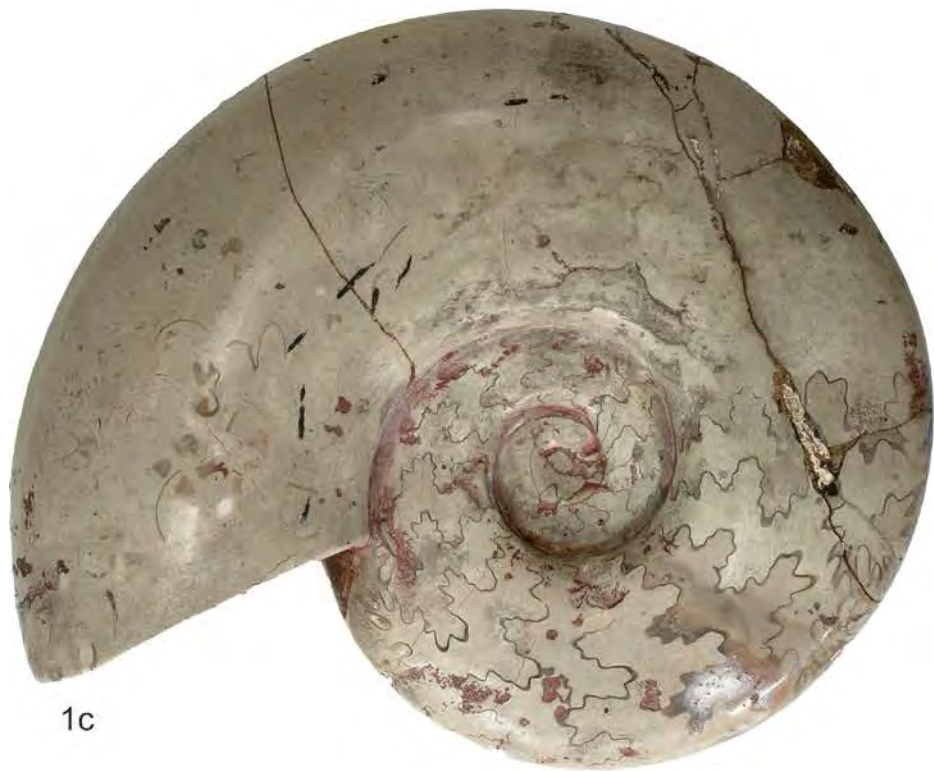


1c



Plate 17

Fig. 1a–c: *Rhacophyllites debilis* (HAUER, 1846), lectotype, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. GBA 1846/001/0003/01, natural size.
Scale bar = 1 cm.



1c



1b



1a

Plate 18

Fig. 1a–c: *Rhacophyllites neojurens* (HAUER, 1846), neotype, a) and c) lateral views, b) ventral view, coll. no. 1846/001/0002/01, natural size. Scale bar = 1 cm.



Plate 19

Fig. 1a–b: *Nautilus gemmatus* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) lateral view, b) frontal view, coll. no. OLML 2012/37, x 0.8.
Fig. 2a–c: *Nautilus ehrlichi* MOJSISOVICS, 1873, holotype by monotypy, a) and c) lateral views, b) frontal view, coll. no. OLML 2012/38, natural size.
Scale bar = 1 cm.

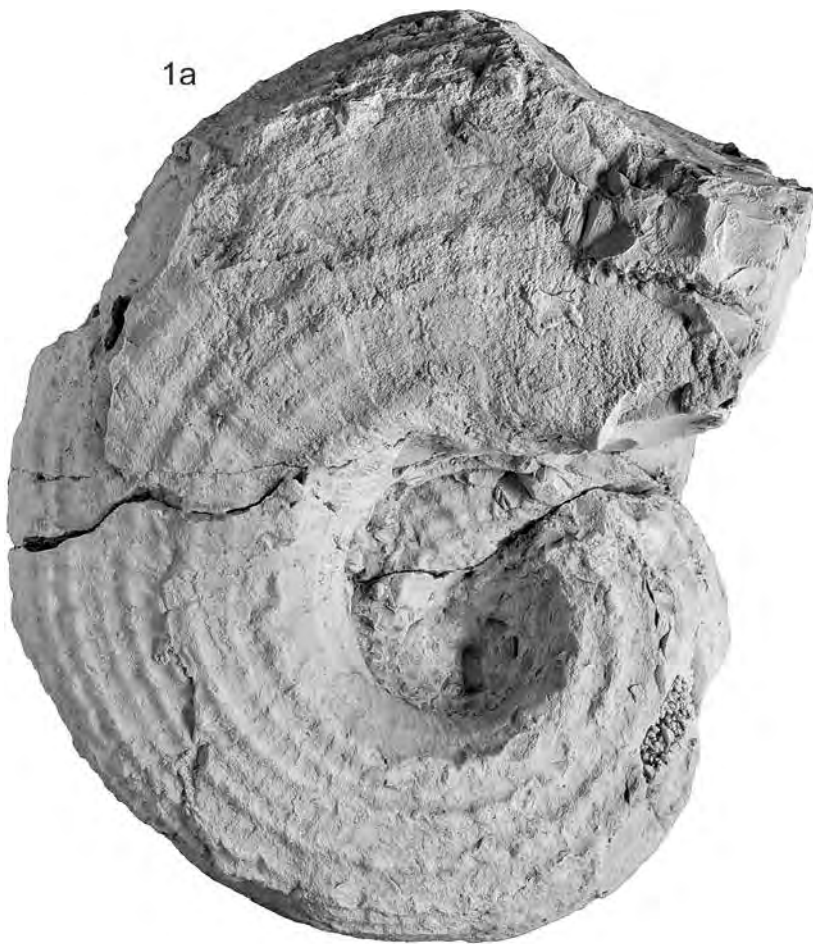


Table 1.
Important localities in the Hallstatt limestone treated in MOJSISOVICS (1873, 1875, 1902), with their age assignments.

Locality	Age
Ferdinandstollen, Feuerkogel	Upper Norian (Sevatian)
Hiefler (Breccia) with <i>Sagenites giebeli</i>	Upper Norian (Sevatian)
Millibrunnkogel, Gastropod marble	Upper Norian (Sevatian, now lower Rhaetian)
Steinbergkogel	Upper Norian (Sevatian)
Rossmoos	Upper Norian (Sevatian)
Rappoltstein near Hallein	? Upper Norian
Rappoltstein East Side, coloured marbles	Middle Norian (Alaunian 2)
Gastropod beds from Sommeraukogel	Upper Norian (Sevatian)
Black chalks of Feuerkogel with <i>Lobites ellipticus</i>	Tuvalian 3–Lacian 1
Black chalks of Feuerkogel with <i>Jovites</i>	Tuvalian 2/II–Tuvalian 3/I
Beds with <i>Thisbites agricola</i> from Millibrunnkogel	Tuvalian 3/II or Lacian 1/I
Lumachelle marble with <i>Tropites subbullatus</i> from Millibrunnkogel, yellow, calcitic, with <i>Halobia radiata</i>	Tuvalian 2 + Tuvalian 3
Beds with <i>Lobites ellipticus</i> from Feuerkogel	not Tuvalian 1 and 2
„ – „ dark red	Upper Ladinian–lower Carnian
„ – „ light red („lichtrot“)	Tuvalian 3–Lacian 1
„ – „ light red („helles ? Rot“)	Lacian 2
Beds with <i>Trachyceras austriacum</i> from Feuerkogel, mottled red („rotgeflammt“)	Lower Carnian
Beds with <i>Trachyceras austriacum</i> from Feuerkogel, light red	Lacian 1
Beds with <i>Lobites ellipticus</i> from Feuerkogel, white layers with Halobiae	Tuvalian 2
Juvavites from Raschberg, <i>Subbullatus</i> beds, frequently yellow crusts, no mangenes, badly preserved, calcitic	Tuvalian 2
Light pale pink limestone (pale limestone) with <i>Tropites subbullatus</i> from Raschberg	Tuvalian 3
Marble with <i>Tropites</i> from Millibrunnkogel	Tuvalian 2
Marble with <i>Sagenites giebeli</i> from Hiefler	Sevatian
Salzberg near Hallein, <i>Sagenites schaubachi</i>	Sevatian

Table 2.
Localities mentioned in MOJSISOVICS (1873) with their present-day names, the Austrian Map sheet number (1:50,000) and the name of sedimentary layer as given by MOJSISOVICS in his monographs.

Locality (coll. nos. 1873/005/0001/01–1873/005/0238/03, p. 1–82)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Ausseer Salzberg (Kriechbaumbergstollen), Waldgrabenhäuser	Zlambach - Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Kriechbaumbergstollen, Ausseer Salzberg, Altaussee	96
Bleiberg	Bleiberger Schichten	Bad Bleiberg	200
Bleiberg	im schwarzen Lagerschiefer mit <i>Pinac.</i> (= <i>Carnites floridum</i> und <i>Halobia rugosa</i>)	Bad Bleiberg	200
Bleiberg	schwarzer Schieferthon mit <i>Pinac.</i> (= <i>Carnites floridum</i>)	Bad Bleiberg	200
Bleiberg	verkiest im schwarzen Schieferthon mit <i>Pinac.</i> (= <i>Carnites floridum</i> und <i>Halobia rugosa</i>)	Bad Bleiberg	200
Brandalm bei Saalfelden	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	?	123
Cipitbach	? Tuffe mit <i>Pachycardia rugosa</i>	?	Italy
Deutsch-Bleiberg in Kärnten	schwarzer Schieferthon mit <i>Pin. floridum</i> (= <i>Carnites floridus</i>). Bleiberger Schichten	Bad Bleiberg	200
Haller Salzberg	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	Haller Salzberg, im oberen Halltal in Tirol	118

Locality (coll. nos. 1873/005/0001/01–1873/005/0238/03, p. 1–82)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Halsler Riedeln bei Mitterberg nächst Bischofshofen	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	?	125
Hütteneck	grauer Hallstätter Marmor	Hütteneck Alm	96
Karawanken	Bleiberger Schichten	Karawanken	
Knall-Alm im Goiserer Weissenbach nächst Goisern	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	? Obere Knallalm, Salzkammergut	96
Lavatsch-Thal	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	Lafatscher Bach in Hinterau valley east of village Scharnitz (Karwendel mountains), Tyrol	118
Leisling	bunte Muschelbreccien und brauner Kalk mit <i>Tr. (= Sagenites) giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	bunter Breccienkalk mit <i>Tr. giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	gelber Marmor	Hiefler	96
Leisling	gelbrother Marmor	Hiefler	96
Leisling	lichtrother Marmor	Hiefler	96
Leisling	lichtrother Marmor mit <i>Trach. (= Sagenites) giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	rothe Kalke mit <i>Trach. giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	rother Marmor	Hiefler	96
Leisling	rother Marmor mit <i>Tr. giebeli</i>	Hiefler	96
Moosberg	unterer grauer Marmor der Hallstätter Schichten	Moosberg	96
Moosbergkogel bei Aussee	grauer Marmor	? Moosberg	96
niederösterreichische Alpen	Reingrabener Schiefer	?	
oberer Thörlstein bei Altaussee	röthlicher Marmor	Thörlstein	96
Raibl, vom rechten Ufer des Schlizabaches zwischen der steinernen Brücke und dem Briglach	schwarzer Kalkstein	Cave del Predil	Italy
Raschberg	braunrothe Kalke mit <i>Arcestes (= Coroceras) delphinocephalus</i> und <i>Trachyc. aonoides</i>	Karlgraben	96
Raschberg	braunrother Hallstätter Kalk mit <i>Trachyceras aonoides</i>	Karlgraben	96
Raschberg	gelblichweisser Kalk mit <i>Bucephalus (= Tropites) subbullatus</i>	Karlgraben	96
Raschberg	lichter Kalk mit <i>Bucephalus (= Tropites) subbullatus</i>	Karlgraben	96
Raschberg	lichter Kalkstein mit <i>Buc. (Bucephalus = Tropites) subbullatus</i>	? Karlgraben	96
Raschberg	Schichten mit <i>Trachyc. aonoides</i>	Karlgraben	97
Raschbergalm	<i>Aonoides</i> Schichten	?	96
Rossmoos	grauer (unterer) Marmor	Rossmoos Alm	96
Rossmoos	grauer Marmor	Rossmoos	96
Rossmoos	unterer grauer Marmor der Hallstätter Schichten	Rossmoos Alm	96
Rossmoosgraben	untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Rossmoosgraben	96
Rossmoosgraben	Zlambach - Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Rossmoosgraben	96
Röthelstein	fleischrothe Kalke mit <i>Trachyc. (= Austrotrachyceras) austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	fleischrother Marmor mit schwarzen schiefrigen Einschaltungen	Feuerkogel	97
Röthelstein	fleischrother Marmor mit <i>Trachyc. (= Austrotrachyceras) austriacum</i>	Feuerkogel	97

Locality (coll. nos. 1873/005/0001/01–1873/005/0238/03, p. 1–82)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Röthelstein	fleischrother Marmor mit <i>Trachyc.</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i> (alleroberste Schicht)	Feuerkogel	97
Röthelstein	fleischrother Marmor mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Halobienbänke	Feuerkogel	97
Röthelstein	obere Schichten mit <i>Trachyc.</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	obere Schichten mit <i>Trachyc.</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Schichten mit <i>Arc. ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Schichten mit <i>Trachyc.</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Schichten mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	schwarze Kalke mit <i>Arcestes</i> (<i>Lobites</i>) <i>ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	unmittelbar auf die schwarzen Schichten mit <i>Arcestes</i> (= <i>Lobites</i>) <i>ellipticus</i> folgende weisse Halobienbank	Feuerkogel	97
Röthelstein	untere Schichten mit <i>Arc.</i> (= <i>Arcestes</i>) <i>ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	untere schwarze Schichten mit <i>Arc. ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein bei Aussee	fleischrother Hallstätter Kalk mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Sandling	bräunlicher und weisslicher Kalk mit <i>Bucephalus</i> (<i>Tropites</i>) <i>subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	dunkelrother Gastropoden führender Marmor	Millibrunnkogel	96
Sandling	dunkelrother gastropodenreicher Marmor	Millibrunnkogel	96
Sandling	dunkelrother Marmor (Gastropoden Schicht)	Millibrunnkogel	96
Sandling	gelbrothe Kalke mit <i>Heterastridium conglobatum</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	grauweisse Findlingsblöcke mit <i>B.</i> (= <i>Hoplotropites</i>) <i>jokelyi</i> und <i>Pinac. humile</i> , zu den Schichten mit <i>Bucephalus subbullatus</i> gehörig	Millibrunnkogel	96
Sandling	Kalke mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Cyrtopleurites</i>) <i>bicrenatum</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	rothe Gastropodenschichten	Millibrunnkogel	96
Sandling	rother Gastropodenmarmor	Millibrunnkogel	96
Sandling	rother gastropodenreicher Marmor	Millibrunnkogel	96
Sandling	rother Marmor (Gastropoden Sch.)	Millibrunnkogel	96
Sandling	rother Marmor mit Gastropoden	Millibrunnkogel	96
Sandling	rothgefleckte Kalke mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Cyrtopleurites</i>) <i>bicrenatum</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	Schichten mit <i>Bucephalus</i> (= <i>Tropites</i>) <i>subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	Schichten mit <i>Tr.</i> (= <i>Cyrtopleurites</i>) <i>bicrenatum</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	weissrother crinoidenreicher Kalkstein mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Cyrtopleurites</i>) <i>bicrenatum</i>	Millibrunnkogel	96
Seisser Alpe	Tuffe	Seisser Alm	Italy
Someraukogel	fleischrother Marmor des Someraukogels mit <i>Lytoceras</i> (= <i>Discophyllites</i>) <i>patens</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	fleischrother Marmor über den Schichten mit <i>Arc.</i> (<i>Arcestes</i> = <i>Proarcestes</i>) <i>globus</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	Gastropodenschichten	Someraukogel	96
Someraukogel	licht-fleischrothe Kalke mit <i>Lytoceras</i> (= <i>Discophyllites</i>) <i>patens</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	oberste, rothe, plattig-knollige Kalke (Draxlehner Kalk)	Someraukogel	96

Locality (coll. nos. 1873/005/0001/01–1873/005/0238/03, p. 1–82)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Someraukogel	rother Marmor mit <i>Arc. (Arcestes = Proarcestes) globus</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	rother Marmor, Schalen der Fossilien braunroth gefärbt, mit <i>Bucephalus (= Ectolcites) pseudoaries</i> , <i>Buceph. (= Distichites) celticus</i> und <i>Trachyc. (= Cyrtopleurites) bicrenatum</i>	Someraukogel	96
Stambach	Zlambach-Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Stambach	96
Stambachgraben	Zlambach-Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Stambachgraben	96
Steinbergkogel	grauer Hallstätter Marmor	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel	grauer Marmor	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel	grauer Marmor mit <i>Pinac. (= Pinacoceras) metternichi</i>	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel	unterer grauer Marmor der Hallstätter Schichten	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel	weisser Kalk mit <i>Choristoceras</i>	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel am Hallstätter Salzberg	Zlambach-Schichten	Steinbergkogel	96
Taubenstein	grauer Hallstätter Marmor	Taubenstein near Gosau	96
Tratzberg bei Jenbach im Innthal	lichtgrauer Wettersteinkalk	Tratzberg	119
Unterpetzen	erzführender weisser Kalk mit <i>Trachyc. (= Austrotrachyceras) austriacum</i>	south of Feistritz (Ruttach-Schmelz region)	204
Unterpetzen	weisse Kalke mit <i>Trachyc. (Austrotrachyceras) austriacum</i>	south of Feistritz (Ruttach-Schmelz region)	204
Vorder-Sandling	Kalke mit <i>Bucephalus (= Tropites) subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Wallbrunn bei Hallein	Kalke mit <i>Bucephalus (= Distichites) celticus</i>	Wallbrunn	94
Wandau bei Hieflau	dunkler thoniger Kalk mit <i>Pinacoceras floridum</i> (Reingrabner Sch.)	Wandau	100
Wandau bei Hieflau	Schichten mit <i>Pinacoceras floridum (= Carnites floridus)</i>	Wandau	100
Wetterstein Gebirge	<i>Cardita</i> -Schichten der nordtiroler und Salzburger Alpen	?	117
Wettersteinschroffen im Wettersteingebirge	Wettersteinkalk	?	117
Wies am Raschberg	braunrothe Schichten mit <i>Trachyc. (= Trachyceras) aonoides</i>	about 300 meters west-southwest of Lambacherhütte (mountain cabin)	96
Wies am Raschberg	braunrother Marmor mit <i>Trachyc. (= Trachyceras) aonoides</i> und <i>Arc. (= Coroceras) delphinocephalus</i>	about 300 meters west-southwest of Lambacherhütte (mountain cabin)	96
Wies am Raschberg	Schichten mit <i>Trachyc. aonoides</i>	about 300 meters west-southwest of Lambacherhütte (mountain cabin)	96
Windisch-Bleiberg	schwarzer Schieferthon mit <i>Pinac. floridum (= Carnites floridus)</i> (Bleiberger Schichten)	Windisch-Bleiberg	211
Zirl bei Innsbruck	<i>Cardita</i> -Schichten, zusammen mit <i>Ostrea montis caprillis</i>	?	117
Zlambach	Zlambach - Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Großer or Kleiner Zlambach ?	96
Zlambachgraben	Zlambach - Schichten, untere und mittlere Abtheilung in mergeligen und schiefrigkalkigen Gesteinen	Zlambachgraben	96

Table 3.

Localities mentioned in MOJSISOVICS (1875) with their present-day names, the Austrian Map number (1:50,000) and the name of sedimentary layer as given by MOJSISOVICS in his monographs.

Locality (coll. nos. 1875/008/0002/01–1875/008/0116/01, p. 83–174)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Leisling	breccienartige Marmorschichten mit <i>Trachyc.</i> (= <i>Sagenites</i>) <i>giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	rothbrauner unterer Marmor	Hiefler	96
Leisling	rothe breccienartige Findlingsblöcke	Hiefler	96
Leisling	Schichten mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Sagenites</i>) <i>giebeli</i>	Hiefler	96
Moosbergsagkogel bei A. Aussee	graue Hallstätter Marmore	?	96
Raschberg	Schichten mit <i>Trachyceras aonoides</i>	Karlgraben	96
Raschberg	Schichten mit <i>Tropites subbullatus</i>	Karlgraben	96
Röthelstein	Kalke mit <i>Lobites ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Schichten mit <i>Lobites ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	Schichten mit <i>Trachyceras</i> (= <i>Austrotrachyceras</i>) <i>austriacum</i>	Feuerkogel	97
Röthelstein	untere Schichten	Feuerkogel	97
Sandling	gelblichrothe Kalke mit <i>Pinacoceras parma</i>	Millibrunnkogel	96
Sandling	weisse und röthliche Kalke mit <i>Trachyc.</i> (<i>Cyrtopleurites</i>) <i>bicrenatum</i>	Millibrunnkogel	96
Scharitzkehlalm bei Berchtesgaden	Zlambachschichten	? Kehlalm	Germany
Someraukogel	fleischrothe Marmore mit <i>Lytoceras</i> (= <i>Discophyllites</i>) <i>patens</i> und <i>Pinacoceras peractum</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	Grenzsichten zwischen der norischen und karnischen Stufe	Someraukogel	96
Someraukogel	Grenzsichten zwischen der norischen und karnischen Stufe mit <i>Lytoceras</i> (= <i>Discophyllites</i>) <i>patens</i>	Someraukogel	96
Someraukogel	Grenzsichten zwischen karnischer und norischer Stufe (Gasteropoden-Schichten)	Someraukogel	96
Someraukogel	rothbrauner Marmor mit <i>Didymites globus</i>	Someraukogel	96
St. Cassian	Mergel von St. Cassian	San Cassiano	Italy
St. Cassian	Schichten von St. Cassian	San Cassiano	Italy
Steinbergkogel	oberste Lagen des grauen Marmor	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel	weisse Kalke	Steinbergkogel	96
Steinbergkogel auf dem Hallstätter Salzberge	weisse späthige Crinoidenkalke	Steinbergkogel	96
Thörlstein	röthlichgrauer Marmor	Thörlstein	96
Vorderer-Sandling	Gasteropoden-Marmor	Millibrunnkogel	96
Vorderer-Sandling	rothe und weisse Kalke der Zone des <i>Tropites subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Vorderer-Sandling	rother Gasteropoden-Marmor	Millibrunnkogel	96
Vorder-Sandling	Schichten mit <i>Tropites subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Zlambach bei Goisern	Fleckenmergel der Zlambachschichten	? Kleiner Zlambach	96

Table 4.
Localities mentioned in MOJSISOVIC (1902, supplement) with their present-day names, the Austrian Map number (1:50,000) and the name of sedimentary layer as given by MOJSISOVIC in his monographs.

Locality (coll. nos. 1902/003/0001–1902/003/0074, p. 175–356)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Ausseer Salzberg	Zlambachschichten, sowohl in den Cochlo- ceras-Bänken als auch in den Fleckenmer- geln	Ausseersalzberg	96
Bleiberg	Schieferthone mit <i>Carnites floridus</i>	Bad Bleiberg	200
Deutsch-Bleiberg in Kärnten	Raibler (Cardita-) Schichten zusammen mit <i>Carnites floridus</i>	Bad Bleiberg	200
Deutsch-Bleiberg in Kärnten	Raibler-Schichten mit <i>Carnites floridus</i>	Bad Bleiberg	200
Dürrenstein bei Hallein	rother, petrographisch mit dem Gestein des Someraukogels bei Hallstatt übereinstim- menden Marmor mit <i>Cladiscites neortus</i> und <i>Rhacophyllites neojurensis</i>	?	94
Ferdinand-Stollen auf dem Röthel- stein	rother Marmor mit <i>Glyphidites docens</i>	Ferdinand-Stollen	97
Ferdinand-Stollen auf dem Röthel- stein	Schichten mit <i>Glyphidites docens</i>	Ferdinand-Stollen	97
Feuerkogel	Bänke mit <i>Trachyceras (= Austrotrachyceras) aus- triacum</i>	Feuerkogel	97
Feuerkogel auf dem Röthelstein	Schichten mit <i>Lobites ellipticus</i>	Feuerkogel	97
Feuerkogel auf dem Röthelstein	Schichten mit <i>Trachyceras (= Austrotrachyceras) austriacum</i>	Feuerkogel	97
Großer Zlambachgraben	Zlambachschichten, sowohl in den <i>Cochloce- ras</i> -Bänken als auch in den Fleckenmergeln	Großer Zlambachgraben	96
Kleiner Zlambachgraben	Zlambachschichten	Kleiner Zlambach	96
Kleiner Zlambachgraben	Zlambachschichten, sowohl in den <i>Cochloce- ras</i> -Bänken als auch in den Fleckenmergeln	Kleiner Zlambachgraben	96
Leisling	gelblichrother Marmor	Hiefler	96
Leisling	gelbrother Kalk	Hiefler	96
Leisling	Kalk	Hiefler	96
Leisling	Kalke mit <i>Sagenites giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	rother Breccien-Marmor mit <i>Sagenites giebeli</i>	Hiefler	96
Leisling	röthlicher Marmor	Hiefler	96
Leisling	Schichten mit <i>Sagenites giebeli</i>	Hiefler	96
Moosberg	Kalk	Moosberg	96
nächst dem Ferdinandstollen	Schichten mit <i>Glyphidites docens</i>	Ferdinand-Stollen	97
Oberseeland in Kärnten	Kalke mit <i>Astroconites radiolaris</i>	Zgornje Jezersko	Slovenia
Oberseeland, Steiner Alpen, Kärn- ten	lichter, graugelber schwarzgefleckter Dach- steinkalk	Zgornje Jezersko	Slovenia
Plateau des Schlern, Südtirol	rothe Raibler Schichten	Schlernplateau	Italy
Pötschenstein nächst der Knerzen- Alm (unweit der Hinter-Sandling- Alm)	rother Marmor	Pötschenstein	96
Raschberg	Kalke mit <i>Trachyceras aonoides</i>	Karlgraben	96
Raschberg	Schichten mit <i>Trachyceras aonoides</i>	Karlgraben	96
Rossmoos	Kalk	Rossmoos	96
Sandling	rother Marmor	Millibrunnkogel	96
Someraukogel	Gastropoden-Marmor	Sommeraukogel	96
Someraukogel	lichtrother Gastropodenkalk	Sommeraukogel	96
Someraukogel	rother Marmor	Sommeraukogel	96
Stambachgraben	Zlambachschichten, sowohl in den <i>Cochloce- ras</i> -Bänken als auch in den Fleckenmergeln	Stambachgraben	96

Locality (coll. nos. 1902/003/0001–1902/003/0074, p. 175–356)	Historical Name of Layer (original writing) (in brackets current name)	Valid Name	Austrian Map No.
Steinbergkogel	Kalk	Steinbergkogel	96
Unterpetzen	weisser Kalk	south of Feistritz (Ruttach-Schmelz region)	204
Vorderer-Sandling	Gastropoden-Marmor	Millibrunnkogel	96
Vorderer-Sandling	Kalke mit <i>Tropites subbullatus</i>	Millibrunnkogel	96
Vorderer-Sandling	rother Gastropoden-Marmor	Millibrunnkogel	96
Wandau bei Hieflau	dunkler Kalk mit <i>Carnites floridus</i>	Wandau	100
Windisch-Bleiberg in Kärnten	Raibler (<i>Cardita</i> -) Schichten zusammen mit <i>Carnites floridus</i>	Windisch-Bleiberg	211

Received: 24. June 2013, Accepted: 2. October 2013

Nannobacteria-like Particles in an Upper Silurian Limestone from the Cellon Section (Carnic Alps/Austria)

HELGA PRIEWALDER*

12 Plates

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 197 Kötschach

Nannobacteria-like particles
Scanning Electron Microscope
Alticola Limestone
Upper Silurian
Cellon section
 EDX

Contents

Zusammenfassung 191
 Abstract 192
 Introduction 192
 Characterisation of the studied sample 192
 Analytical Techniques 193
 Preparation of the sample 193
 Palynological preparation 193
 HF treatment 193
 HCl treatment 194
 Preparation after FOLK & LYNCH (1997) 194
 Ultrasound treatment 194
 Sputtercoater 194
 SEM 194
 EDX 194
 Nannobacteria-like particles in the present study 194
 Chemically untreated or only gently treated rock samples 194
 Samples after application of hydrofluoric acid 194
 Discussion 195
 Conclusions 197
 Acknowledgements 197
 References 198
 Plates 200

Nannobakterien-ähnliche Objekte in einem obersilurischen Kalk aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen/Österreich)

Zusammenfassung

Die Minerale (Apatit, Dolomit/Ankerit, Fe-Oxide, Kalzit, Pyrit, Quarz, Tonminerale) eines dunkelgrauen, laminierten Kalzsilits aus dem Alticola-Kalk (oberes Silur) des Cellon-Profiles (Karnische Alpen/Österreich) wurden bei starken Vergrößerungen (bis zu 50.000 x) im REM und EDX untersucht. Die meisten von ihnen zeigten einen Aufbau aus Kügelchen mit Durchmessern von 0,02 bis 0,1 µm.

Seit 1993 gab es Berichte über 20 bis 200 nm große Mineralkörner in terrestrischen Sedimentgesteinen und Mars-Meteoriten, in menschlichem und tierischem Blut sowie in Arterienablagerungen und Nierensteinen. Diese Gebilde wurden Nannobakterien genannt und als eine bisher unbekannte Gruppe von Bakterien beschrieben, die sowohl Minerale ausfällen und somit fossil werden konnten, als auch verschiedene Krankheiten verursachten. In der jüngeren Vergangenheit wurde ihre Entstehung durch anorganische Ausfällungen in Laborexperimenten nachgewiesen.

Auch in der vorliegenden Arbeit wird der Theorie einer Herkunft der Kügelchen aus anorganischen Prozessen gefolgt. Gestützt wird diese Annahme durch das Wachstum winziger Kalziumfluorid-Kristalle auf den Oberflächen von Kalkstücken, die einige Stunden mit Flusssäure behandelt worden waren: die Kristalle erwiesen sich als vollständig aus kugelförmigen Körnern zusammengesetzt.

* HELGA PRIEWALDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. helga.priewalder@geologie.ac.at

Abstract

The minerals (apatite, calcite, clay minerals, dolomite/ankerite, Fe-oxides, pyrite, quartz) in dark grey, laminated calcisiltite of the Alticola Limestone (upper Silurian) from the Cellon Section (Carnic Alps, Austria) have been examined with the SEM and EDX at high magnifications (up to 50,000 x). Most have a habit comprising minute spheres (0.02 to 0.1 µm diameter).

Since 1993, tiny mineral grains, with diameters of 20 to 200 nm, have been reported from terrestrial sedimentary rocks, from Martian meteorites, from human and animal blood, arterial plaques and kidney stones. These were termed nannobacteria and considered to be a new group of bacteria that were able both to precipitate minerals, and hence become fossilised, and to cause several diseases. During the last decade, however, an inorganic origin for such grains has been proved by detailed analysis, including experimental work.

This paper regards the theory of an inorganic formation for the spheres as the most plausible. This is supported by the formation of minute calcium fluoride crystals that grew on fragments of laminated calcisiltite within a few hours of their being coated with hydrofluoric acid. These minerals are composed entirely of tiny spheres.

Introduction

During investigations of chitinozoa from the Cellon section (Carnic Alps, Austria), minute spheres (ca. 20–200 nm = 0.02–0.2 µm diameter) were observed, comparable to the nannobacteria described by FOLK (1993).

Chitinozoa are lower Palaeozoic microfossils with remarkably resistant vesicles made of organic material. They can, therefore, be extracted by standard palynological methods by the application of strong acids (HCl, HF, HNO₃). After this treatment, undissolved material remains in the fluid and is screened under a light microscope to separate the fossils for SEM examination.

However, when the acid-resistant residues of dark carbonates and shales were examined under the light microscope, it was seen that a web-like matter clinging to chitinozoan vesicles had attracted organic debris, making hand-picking of the chitinozoa very difficult. To resolve this problem, the origin of the web-like material had to be established; had it formed prior to dissolution of the samples or was it produced during acid treatment?

To investigate this, “web” material and fragments of the parent rock that had not been completely dissolved were examined in the SEM. At the same time, pieces of the original sample were treated with different chemical techniques to clean their surfaces. All the samples were then examined at 50,000 x in the SEM. This showed that no matter how the samples had been prepared, in all of them minute spheres were present. As a result, the nannobacteria-like particles (NLP; cf. MARTEL & YOUNG, 2008) became the subject of a more detailed study.

FOLK (1993) first reported such features, as a result of a high-magnification SEM study of travertine from the hot springs at Viterbo, Italy. FOLK (1993) named the particles “nannobacteria” and pointed out that they were building up numerous mineral grains and did not just rest on the surfaces. Furthermore, FOLK (1993) noted that they were also abundant in modern ooids, hardgrounds and cements from both the Bahamas and the Great Salt Lake (Utah), in Palaeozoic and Mesozoic limestones, as well as in a number of minerals such as dolomite, native sulphur, metallic sulphides, silica and clay minerals.

During the following decade, several studies on the occurrence of such nannobacteria in sedimentary rocks were published. They were found in modern aragonite cements of calcified brine-shrimp egg cases in the Great Salt Lake (PEDONE & FOLK, 1996), in clay minerals from an Oligocene sandstone from the subsurface of Texas (FOLK & LYNCH, 1997) and in all environments where carbonates are precipitated, such as marine sediments, caliches, creek calcites, speleothem calcite, spring deposits and pipe-scale (cf. FOLK, 1999). FOLK & CHAFETZ (2000) reported nanno-

bacteria from carbonate deposits from the Lower Proterozoic and younger rocks. The tiny spheres were also present on sedimentary pyrite (framboids, euhedral crystals and metasomatic masses) from the Proterozoic up to today (FOLK, 2005) and on palygorskite/sepiolite in a Texas caliche (FOLK & RASBURY, 2007).

MCKAY et al. (1996) applied the method of FOLK (1993) to a Martian meteorite and found structures that looked like the nannobacteria in terrestrial rocks (cf. FOLK, 1997). A further report on nannobacteria from a Martian meteorite was given by FOLK & TAYLOR (2002).

During the same period, GABBOTT (1998) described the preservation of soft tissues of a conodont animal from an Ashgillian (Upper Ordovician) shale in terms of tiny spherical clay minerals, and HEINEN et al. (2006) found piles of spherules in microbial mats from a hot spring in the Eastern Alps.

KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998) reported tiny spheres from human and cow blood, from kidney stones and from pathological calcification of human tissues. The spheres were considered to be pathogenic germs. As a result, numerous studies in this field were carried out (cf. MARTEL & YOUNG, 2008).

However, the hypothesis of an organic origin for the NLP was controversial, as they seemed to be too small to have been living cells (CISAR et al., 2000; VELIMIROV, 2001; SCHIEBER & ARNOTT, 2003; MARTEL & YOUNG, 2008; YOUNG et al., 2009; YOUNG & MARTEL, 2010; DUDA, 2011).

Characterisation of the studied sample

The examined rock sample comes from the Cellon section in the central Carnic Alps, Carinthia, Austria (WALLISER, 1964; JAEGER, 1975; SCHÖNLAUB, 1985, 1994, 1997; PRIEWALDER, 1987, 1997, 2000; KREUTZER, 1992, 1994; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1997; SCHÖNLAUB et al., 1997: 92–99; HISTON et al., 1999; HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; BRETT et al., 2009). The succession was deposited in a deeper shelf facies and ranges from the Upper Ordovician to the Lower Devonian.

The sample is a dark gray, finely laminated calcisiltite with black calcitic and gray dolomitic layers that belongs to the upper part of the Alticola Limestone [*O. remscheidensis* conodont biozone = former *O. eosteinhornensis* conodont biozone, Pridoli (HISTON & SCHÖNLAUB, 1999); *U. urna* chitinozoan biozone, Pridoli (PRIEWALDER, 1997, 2000)]. The logs in PRIEWALDER (1997, 2000) show its exact position in the section indicated by the number 149A (bed 37A of WALLISER, 1964). The deposition of this bed occurred in an offshore pelagic environment with several deepening

events, ventilating currents and changing oxygen contents (HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; BRETT et al., 2009).

SEM-examination, chemical analyses and a brief mineralogic description of the sample

13 small pieces of the laminated calcisiltite were examined thoroughly in the SEM, at a magnification of 50,000 x, and in the EDX at about 20,000 x. It has to be noted that no detailed sedimentological study of the sample has been carried out as this was beyond the scope of this article.

The specimens were either limestones or dolostones. In addition, the EDX-analyses revealed the presence of fluorapatite, silica, illite, framboids and euhedral crystals of pyrite and Fe-oxide-framboids in the limestones. In the dolostones, illite, goethite rods and spheres and Fe-oxide framboids occurred.

A characteristic feature of the limestone samples was the surface covering of large clusters of fluorapatite crystals (Pl. 6, Fig. 1). Also, in situ microfossils, such as chitinozoa and Muellerisphaerida, which are spinous spherical microfossils of uncertain systematic position, occurred. This points to abundant decaying organic material at the time of burial, suggesting the presence of bacteria involved in the break-down of organic material to produce the special biochemical microenvironments that facilitate the precipitation of apatite (LIEBIG, 1998). Another example of biomineralisation was the occurrence of numerous framboids (diameter 4–12 µm), although only a minority consisted of pyrite; the others were made up of Fe-oxides. Often these were embedded in accumulations of apatite crystals and accompanied by minute euhedral pyrite grains (Pl. 6, Fig. 4; Pl. 8, Fig. 3). Silica was a further common mineral in the apatite clusters, occurring as irregular amorphous masses (Pl. 8, Fig. 4) or thin layers. Clay minerals were also present.

The dolostone samples were composed of densely arranged euhedral dolomite and ankerite crystals with intervening layers of illite (Pl. 1, Fig. 1). A special and frequent feature were minute rod-like goethite grains with rounded tips like in WELTON (1984) that occurred as either single grains or were joined together to form aggregates of various thickness and length. Frequently, they were radially arranged, with their axes forming angles of 60°. These rods always occurred in combination with minute beads that were either loosely scattered or grouped in areas of variable sizes (Pl. 2, Figs. 1–4; Pl. 4, Figs. 1, 2). Because of their small size, it was not possible to determine the chemical composition of a single sphere with the EDX. A further peculiar phenomenon was Fe-oxide framboids that were partly or completely enveloped by illite grains, the crystal-lites often being just adumbrated (Pl. 5, Fig. 1).

Dolomite/ankerite crystals and goethite-rods were usually absent in the limestone samples, while fluorapatite, pyrite and amorphous silica never occurred in the dolomitic layers. One piece, however, seemed to be transitional between the two layers, uniting typical minerals of both (Pl. 3, Fig. 3).

For the whole-rock geochemistry, the following elements were determined by multiple EDX-analyses: C, O, F, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn and Fe. Most elements were present in both the limestone and the dolostone samples, but in variable amounts. In contrast, F, P and S occurred

only in the limestone, while Ti and Mn were exclusively found in the dolostone.

X-ray diffraction identified calcite, quartz, fluorapatite, ankerite, dolomite, goethite, pyrite and illite/muscovite.

Analytical Techniques

Preparation of the sample

The rock sample was crushed and then rinsed with water through sieves (mesh sizes 5 mm und 1 mm). The larger pieces were collected and then subjected to different preparation methods (see below) to investigate their impact on the rock-forming minerals. All the methods revealed conspicuous nannobacteria-like particles. Then the samples were coated with gold and examined in the SEM and EDX.

FOLK & LYNCH (1997: Figs. 7B, 7C) showed that a long duration of gold coating can lead to the creation of artefacts similar in shape and size to the nannobacteria-like particles. To prevent this, FOLK & RASBURY (2007) covered some samples with carbon, which does not generate spheres. Nevertheless, the spheres were present on the minerals (palygorskite/sepiolite) thus proving the existence of nanospheres (FOLK & RASBURY, 2007: Figs. 4, 5).

Most of the samples illustrated here were sputtered with gold for only 30 seconds in a stable position to the gold target (cf. FOLK & LYNCH, 1997).

The other samples were coated using a rotary-planetary-tilt stage. Since the two methods are completely different, their sputter times are not comparable (no thickness measurement gauge was available). Therefore, the sputter periods in the rotary-planetary-tilt stage are not specified in the description of the preparation methods below; only the terms “moderate thickness” and “excess gold” are used, where the latter indicates a sputter time twice as long as the former. Measurements of the nannobacteria-like particles suggest that a gold cover of “moderate thickness” is only slightly thicker than that used by FOLK & LYNCH (1997). For the longer time, the increase in nannobacteria-like particle size was obvious, but only already existing structures were accentuated; no new structures formed (Pl. 12, Figs. 3, 4). Moreover, sputter tests on glass slides showed that no globular gold artefacts were generated.

Palynological preparation

The samples were treated with a range of acids: initially HCl was applied to remove carbonates, then HF to eliminate silicates, then HCl again to remove hydrofluorides formed by the reaction of HF with incompletely dissolved carbonates, and finally HNO₃ to remove amorphous organic material and pyrite.

The undissolved residue provided abundant chitinozoans and other microfossils, as well as rock fragments.

REM-photos

Pl. 10, Figs. 3, 4 (gold cover: moderate thickness).

Pl. 11, Figs. 2–4; Pl. 12, Fig. 1 (gold cover: excess gold).

HF treatment

Pieces of rock were put into 51–54 % HF for 4 hours and then washed in distilled water.

REM-photos

Pl. 12, Figs. 2, 3 (gold cover: moderate thickness).

Pl. 12, Fig. 4 (gold cover: excess gold).

HCl treatment

Pieces of rock were put into 16 % HCl for 1.5–3 minutes and then washed in distilled water.

REM-photos

Pl. 1, Figs. 3, 4; Pl. 3, Figs. 3, 4; Pl. 4, Figs. 1, 2; Pl. 5, Figs. 3, 4; Pl. 11, Fig. 1 (gold cover: excess gold).

Preparation after FOLK & LYNCH (1997)

Pieces of rock were put into 1 % HCl for 1 minute and then washed in distilled water.

REM-photos

Pl. 1, Figs. 1, 2; Pl. 2, Figs. 1–3; Pl. 4, Figs. 3, 4; Pl. 6, Figs. 1–4; Pl. 7, Figs. 1–4; Pl. 8, Figs. 1–4; Pl. 9, Figs. 1–4; Pl. 10, Figs. 1, 2 (gold cover: thin = 30 sec. sputter time).

Ultrasound treatment

Pieces of rock were put into distilled water and then treated with ultrasound for 5 minutes.

REM-photos

Pl. 2, Fig. 4; Pl. 3, Figs. 1, 2; Pl. 5, Figs. 1, 2 (gold cover: moderate thickness).

Sputtercoater

Typ: **Cressington 108auto**.

Sputter material: gold.

Sputter current: 40 mA.

Sputter time: 30 sec.

SEM

Typ: **Tescan – Vega 2 XL**.

WD: 7–10 mm.

HV: 20 kV.

EDX

Typ: **Oxford Instruments – INCA 4.15**.

WD: 30 mm.

HV: 12 kV.

Nannobacteria-like particles in the present study

In the present study, NLP were found in chemically untreated or only gently treated samples, in samples after treatment with 51–54 % HF, in undissolved samples and in the sticky, web-like matter clinging to chitinozoan vesicles after palynological preparation. In all cases, the NLP showed similar shapes and sizes; they were spherical to ovoid and their sizes ranged from about 20 to about 100 nm (0.02–0.1 μm).

Chemically untreated or only gently treated rock samples

In these samples, the NLP occurred on calcite, dolomite/ankerite, fluorapatite, illite, Fe-oxide minerals, on pyrite and on the thin coating of a chitinozoan vesicle in situ.

On dolomite/ankerite crystals (Pl. 1, Fig. 2) and on the calcite grains (Pl. 6, Fig. 2), the NLP were arranged in dense rows and layers. The illustrations in FOLK (1999: Figs. 9, 16, 19), KIRKLAND et al. (1999: Figs. 7, 8) and FOLK & CHAFETZ (2000: Fig. 2B) are similar.

On fluorapatite, they occurred on euhedral crystals (Pl. 9, Figs. 3, 4), as well as on anhedral crystallites forming the

recrystallised shells of *Muellerisphaerida* (Pl. 9, Fig. 1). Their distribution here was dense and random. Occasionally, they formed chains (Pl. 9, Fig. 4) similar to those made up of pyrite and figured by FOLK (2005: Fig. 9).

The illites grains wrapping the dolomite/ankerite crystals also showed randomly scattered NLP (Pl. 1, Figs. 3, 4). The mineral margins were often delicately curved by the adjoining beads.

Rodlike goethite grains always occurred in combination with NLP; these were either loosely scattered or grouped in areas of variable sizes (Pl. 2, Figs. 1–4; Pl. 3, Figs. 2, 4; Pl. 4, Figs. 1, 2). The surfaces of the rods seemed to be smooth; it was not possible to determine if they were made up of NLP as described in palygorskite/sepiolite fibres by FOLK & RASBURY (2007). Some showed a slightly bulbous extension at the tips (Pl. 2, Fig. 1).

In a few cases, the nannobacteria-like particles formed mats with a thickness of one bead. They were either loosely connected to each other, leaving some space in between and occasionally forming six-rayed structures of short rods (Pl. 3, Fig. 4) or they coalesced, forming a dense thin layer (Pl. 3, Fig. 2). These images suggest that the rods originated from the NLP, but it is not clearly visible. Although no EDX-analyses were carried out at these sites, the shapes and sizes were identical with the rods and beads in many other areas of the sample, strongly suggesting that they have the same chemical composition.

Fe-oxide framboids were very common in the studied sample, especially in the limestone layers. Most of their crystallites exhibited smooth faces, but in every framboid there were several that obviously had not been completed and thus showed their original construction of densely packed spheres (Pl. 6, Fig. 3; Pl. 8, Fig. 2). Images of pyrite in FOLK (2005: Figs. 4, 7, 8) are similar. Moreover, a few framboids were found with surfaces built up almost completely of NLP and short rods, very probably goethite, locally formed on them (Pl. 5, Fig. 3; Pl. 7, Figs. 1, 2). EDX-analyses showed that areas with and without rods had the same chemical composition. On the faces of some crystallites the coalescence of the beads was clearly visible (Pl. 5, Fig. 3; Pl. 7, Fig. 4).

In the Fe-oxide framboids with illite covers, both the clay minerals and the crystallites consisted of closely arranged NLP (Pl. 5, Figs. 1, 2).

Samples after application of hydrofluoric acid

The samples that were undissolved after palynological treatment were covered by a thick layer of nannobacteria-like particles when examined in the SEM. EDX-analyses revealed that these have a calcium-fluoride composition due to the reaction of hydrofluoric acid with the carbonates that had not been completely dissolved before the application of HF. The beads were closely packed and seemed to coalesce, locally forming dense and smooth areas. Some fused to larger spheres or generated rosary like chains (Pl. 11, Fig. 2).

Many illustrations of accumulations of minute spheres resemble externally these calcium fluoride beads: rusted iron (FOLK, 1997: Fig. 4); lithified muscle tissue of an Ordovician conodont animal (GABBOTT, 1998: Figs. 4B, 4C); calcified artery tissue, bacterial fragments and calcite precipitations (KIRKLAND et al., 1999: Figs. 1, 3, 4); surfaces

of pyroxene from a Martian meteorite (FOLK & TAYLOR, 2002: Figs. 6, 7, 9, 14); decaying organic tissue (SCHIEBER & ARNOTT, 2003: Figs. 1–3); surface of an ooid shell (FOLK, 2005: Fig. 12) and NLP of hydroxyapatite and calcium carbonate (MARTEL & YOUNG, 2008: Figs. 1, 2).

The tiny beads on a broken piece of undissolved rock consisting almost entirely of NLP (Pl. 12, Fig. 1) combined into larger spheres (\varnothing ~370–450 nm) whilst drying at about 70° C; the spheres initially had granulate surfaces but became smooth with progressive fusion. These smooth, larger spheres joined to form pairs, thus imitating the division of living cells (Pl. 11, Fig. 3). They also coalesced to form flat bodies comprising several to many discs with smooth surfaces and bumpy margins (Pl. 11, Fig. 4). The shapes of these structures were similar to the calcite particles in MARTEL & YOUNG (2008: Figs. 2c, 2d, 2f). These examples show that, under certain conditions, inorganic material may also form organic-looking features.

As a consequence of the detection of the calcium fluoride NLP, several fresh pieces of the calcisiltite sample were put into 51–54 % HF for 4 hours. After this time, the surfaces were entirely covered by minute (1–7 μm length) euhedral but – due to limited duration of precipitation – uncompleted crystals of calcium fluoride. These were completely made up of NLP with diameters of about 30 nm. The beads formed layers and several layers constituted the crystals (Pl. 12, Figs. 2–4). In some areas, the NLP were fused together, forming smooth and dense layers, but usually the spheres were clearly visible. Often, they coalesced into larger spheres and sometimes into small rings. Even if the crystal growth in hydrofluoric acid represents uncommon evidence, it clearly demonstrates the possibility of an abiotic generation of tiny spheres.

On the surfaces of a chitinozoan vesicle in-situ within limestone, a thin coating of inorganic matter formed made up by a patchy distribution of nanobacteria-like particles (Pl. 10, Figs. 1, 2). The chemical composition of these was different from the surrounding calcite and apatite, but slightly similar to both clay and Fe-oxide minerals. EDX-analyses of a web-like appendage consisting of tiny beads clinging to chitinozoan vesicles after palynological preparation (Pl. 10, Figs. 3, 4) revealed a chemical relationship to the coating of the chitinozoa in situ. Moreover, sheets of minute spheres close to large agglomerations of apatite crystals on the surface of a limestone sample (Pl. 11, Fig. 1) were chemically and morphologically very similar thus indicating a provenance from the rocks for the web-like appendages. A common character of these spherules was a distinct Fe-peak in the EDX-spectra.

Discussion

Since the initial report of nanobacteria from carbonate rocks from various localities (FOLK, 1993), their nature has been strongly debated. FOLK (1993) documented not only normal calcified bacteria of about 1–3 μm length, but also tiny spheres with diameters of 0.05–0.2 μm . The latter were inferred to be bacterial spores, which are the resting states of normal bacteria in stressful environments (due to, for example, changes in chemistry, temperature, lack of nutrients, etc). Since such beads had also been found in sediments that had been deposited under normal marine conditions, FOLK (1993) speculated that they could pos-

sibly have been an independent and then living group of bacteria as well. Criteria for the assignment to the bacteria were, the form of their bodies that “*range from tiny spheres (cocci) to stubby ellipses to sausage shapes (bacilli), to chains of spheres or rods, and on to long filaments*” (FOLK, 1993: 997), the fact that the size distributions of full-sized and stressed bacteria were comparable to living bacteria and, finally, the observation that they often occurred in accumulations, as is usual for bacteria in places with a sufficient food supply. An argument against an inorganic origin was the rounded form of their bodies. Moreover, FOLK (1993) reported that the nanobacteria were enclosed in crystals of various carbonate minerals and surmised that they could have initiated carbonate precipitation.

Subsequently, PEDONE & FOLK (1996) revoked the assumption that nanobacteria were bacteria resting phases and stressed their active role in the formation of aragonite cement.

GABBOTT (1998) described the preservation of the soft tissues of a conodont animal as clay minerals from an Ashgillian (Upper Ordovician) shale. Some parts of the muscle-fibres were smooth while others showed a microgranular surface. These minute spheres (\varnothing 0.09–0.12 μm) were interpreted as bacterial bodies on which colloidal clay minerals had been adsorbed and hence preserved the nanobodies.

The concept of nanobacteria as formerly living but now fossilised organisms being responsible for the precipitation of various minerals was maintained in FOLK (1997, 1999, 2005), FOLK & LYNCH (1997), FOLK & CHAFETZ (2000), MILLER et al. (2004) and FOLK & RASBURY (2007). The observation that the spherules in palygorskite/sepiolite fibres are not artefacts of preparation was demonstrated by FOLK & RASBURY (2007) by using different preparation methods, such as carbon coating of the samples instead of gold, since carbon does not produce spherical artefacts.

To test the nanobacteria hypothesis, KIRKLAND et al. (1999) carried out numerous controlled calcite-precipitation experiments and added various organic substances, such as soluble organic molecules, full-size bacteria, bacteria fragments and bacteriophages, to several of their solutions. In the solutions free of organic matter, mainly euhedral calcite crystals formed, but in the remaining liquids numerous tiny beads (10–80 nm) were generated inorganically or were bacterial fragments that could not be distinguished from calcite spheres. After three days, all the tiny euhedral and rounded calcite particles had disappeared and only large (μm -scale) euhedral calcite crystals were present. When these were etched, minute spheres, like those in natural carbonates, appeared. As a result, KIRKLAND et al. (1999) concluded that the proof of biomarkers was necessary before the tiny beads could be unequivocally allocated to the bacteria. Furthermore, FOLK & RASBURY (2007) admitted that caution is required when identifying nanobacteria, since several other possibilities explaining the origin of such minute spherical objects exist.

An interesting alternative hypothesis was given by SCHIEBER & ARNOTT (2003). They performed experiments with animal and vegetable tissues that they placed in a tank with sulphate-bearing water and clay, and added naturally occurring decay bacteria, thus imitating the conditions in

subsurface sediments. The bacteria community grew very fast and led to rapid decomposition of the tissue. Initially, the organic matter was broken up by the enzymatic activity of the bacteria into pieces of tens to a few hundred nanometers. Thereafter, protein balls with diameters of 40–120 nm and very similar to the nanobacteria in shape and size were formed in large quantities. As no smaller features could be observed in the SEM, SCHIEBER & ARNOTT (2003) concluded that the next stage would be the complete dissociation of the proteins into molecules which the bacteria were then able to absorb. SCHIEBER & ARNOTT (2003) also noted that although their protein spheres had not yet been mineralised, they seemed to be stable for several weeks, time enough to become lithified as this had already been described in the fossilisation of soft tissues (GABBOTT, 1998). SCHIEBER & ARNOTT (2003) concluded that the spherules in sedimentary rocks are not fossils of small cells, but rather the mineralised transitional by-products of enzymatic bacterial decomposition of organic tissues.

On a Martian meteorite, MCKAY et al. (1996) found abundant polycyclic aromatic hydrocarbons, granular magnetite and iron sulphides and tiny carbonate spheres looking like the terrestrial nanobacteria of FOLK (1993). As these substances are all involved in biological processes, MCKAY et al. (1996) concluded that this could point to biogenic activity on ancient Mars. These conclusions caused considerable controversy within the scientific community. Microbiologists (cf. VELIMIROV, 2001) noted that such minute features were too small for viable cells. In 1998, a workshop on the definition of the minimal sizes of organisms agreed that a modern living cell requires a sphere of at least 250 ± 50 nm diameter to accommodate the basic cell machinery (KNOLL, 1999; DE DUVE & OSBORN, 1999).

HEINEN et al. (2006) studied microbial mats from a hot spring in the Eastern Alps and reported abundant tiny spheres as well as normal bacteria. Spheres with diameters of 20–60 nm formed long chains that were piled up to large clusters. Although the single beads were interpreted as being non-viable, it was envisaged that, where they are connected into chains, they represented a more complex form of organisation and thus could be able to metabolise and replicate. Unfortunately, no examination for DNA or the chemical composition of these chains has been carried out.

VELIMIROV (2001) emphasised that the term nanobacterium had never been accurately defined and also that it is not known if these features were viable cells or only fragments of larger microbes. Very small bacteria (diameters of < 200–300 nm) had been known for a long time to be a significant part of the oceanic bacterial community. They are either starvation forms in environments with an insufficient food supply, decreasing their volume by disposing of non-essential cellular material and adopting spherical shapes or they are free living bacteria (ultramicrobacteria). In natural aquatic environments, most small living bacteria with a diameter of 200 nm or less are rod-shaped, as this morphotype is better adapted to house the components necessary to keep a cell alive. Spheres of this size play a much less important role numerically (VELIMIROV, 2001).

In a paper on very small living bacteria (ultramicrobacteria), DUDA (2011) defined the smallest size of cocci at 150–200 nm (0.15–0.20 μm). These have a cell volume of < 0.1 μm^3 and a small-sized genome (3.2–0.58 Mb). Fur-

thermore, DUDA (2011) noted that none of the NLP in rock samples hitherto had proved to be of unequivocal biogenic origin and that there had been no investigations for biomarkers in, for example, the carbonate precipitations from water-taps in FOLK (1999), which had been said to be the products of nanobacteria. DUDA (2011) also stated that it is problematic to ascribe a biogenic origin to the nanobacteria-like spheres because they cannot be cultivated which, however, is the only way to determine whether they were/are living creatures. DUDA (2011) also noted that modern cultured ultramicrobacteria belong to six phylogenetic branches of prokaryotes. They have no conjoint history of evolution and are not primordial organisms.

The medical sciences are another important field from which nanobacteria-like balls have been reported. KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998) found nanobacteria in human and cow blood and in cell culture serum. At high magnification in a SEM, the nanobacteria that KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998) cultured closely resembled in size and shape those in human kidney stones. KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998) reported that the nanobacteria precipitated apatite on their cell walls and were closely related to well known pathogenic bacteria. Thus they might cause stone formation and pathologic calcification of tissues such as arterosclerotic plaques, and might also be involved in several other diseases.

CISAR et al. (2000) examined apatite particles from blood serum, human saliva and dental plaque, but did not find traces of living organisms and interpreted the biomineralisation that formerly was attributed to nanobacteria to be an action of non-living macromolecules. Since the tiny spheres grew and proliferated in vitro, CISAR et al. (2000) assumed that the microcrystalline apatite was able to self-propagate like bacteria in cultures.

MARTEL & YOUNG (2008) repeated the experiments of KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998) and found that the calcium carbonate and calcium phosphate particles they produced in vitro, strikingly resembled the nanobacteria previously described from human and geological samples. When CaCO_3 precipitated from a culture medium, spherical structures had always been formed; these were preserved even after a long period of incubation. However, in cases where the culture medium was absent, the spheres gradually turned into CaCO_3 crystals. Thus proteins in the serum had prevented the formation of calcite crystals and forced the development of spherulitic structures. By changing the chemical conditions, the gradual appearance, size and shape of the granules could be influenced. Objects mimicking cell-divisions or cell-colonies formed and were suggestive of a biogenic origin. However, an abiotic nature was demonstrated by the fact that they survived high doses of γ -irradiation and that it was impossible to verify bacterial DNA. MARTEL & YOUNG (2008) thus concluded that such granules in meteorites and sedimentary rocks could have been the outcome of similar processes.

YOUNG & MARTEL (2010) emphasised again that nanobacteria are non-living particles made up of trivial mineral material and other matter from their environments. They just mirror the supply of chemical components. Any molecule which easily attaches to Ca-ions or apatite crystals, such as proteins, lipids or other charged particles, obstructs the process of crystallisation.

In the present study, the NLP occurred in almost all types of minerals: calcite grains (Pl. 6, Fig. 2); calcium fluorides (Pl. 11, Figs. 2–4; Pl. 12, Figs. 1–4); dolomite/ankerite crystals (Pl. 1, Fig. 2); Fe-oxide framboids (Pl. 5, Figs. 3, 4; Pl. 6., Fig. 3; Pl. 7, Figs. 1–4; Pl. 8, Figs. 1, 2); fluorapatite (Pl. 9, Figs. 1–4); goethite-rods (Pl. 2, Figs. 1–4; Pl. 3, Figs. 1–4; Pl. 4, Figs. 1, 2); mats of (goethite ?) beads (Pl. 3, Figs. 2, 4); Illite (Pl. 1, Figs. 3, 4); pyrite framboids and euhedral pyrite crystals (Pl. 8, Fig. 3); further on chitinozoa (Pl. 10, Fig. 2); web-like matter clinging to chitinozoan vesicles (Pl. 10, Fig. 4); sheets of minute spheres on the surface of a limestone (Pl. 11, Fig. 1) and recrystallised *Mullerisphaerida* shell (Pl. 9, Fig. 1). Their sizes and shapes were quite similar: spherical to ovoid with sizes from 20 to 100 nm (0.02–0.1 μm).

In summary, there are several possible interpretations of these nano-features:

1.) They are fossil nannobacteria with a size range of 20–200 nm, as described by FOLK (1993) and KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998). However, DUDA (2011), DE DUVE & OSBORN (1999), KNOLL (1999) and VELIMIROV (2001) argued that the minimal diameter of a viable cell is at least 150–200 nm (0.15–0.20 μm). Moreover, it would be very difficult to distinguish them from artefacts, because tiny beads may be formed in many different ways (KIRKLAND et al., 1999). FOLK & RASBURY (2007: 114) admitted themselves: “One must conclude that, at this point in the research the identification of small spheres as “nannobacteria” is definitely a judgment call.” Further, no evidence of bacterial DNA has been found. The culturable NLP in KAJANDER & ÇİFTÇIOĞLU (1998), which had always been used as justification for the biological nature of the spheres, turned out to be contamination (CISAR et al., 2000; VELIMIROV, 2001; DUDA, 2011).

2.) The NLP are lithified proteins (SCHIEBER & ARNOTT, 2003). They bear a strong resemblance to the NLP in the studied sample, but here lithified proteins should be rather rare, as they usually occur in typical agglomerations at places with decaying organic material. Here, however, the spherules are predominantly bound to minerals. Only the mats of beads show a comparable aspect (Pl. 3, Fig. 2) as do the web-like appendages clinging to the chitinozoan vesicles (Pl. 10, Figs. 3, 4) and the sheets of minute spheres close to large accumulations of apatite crystals on the surface of a limestone sample (Pl. 11, Fig. 1). Some of these spheres, however, may also be lithified fragments of conventional bacteria (KIRKLAND et al., 1999).

3.) The NLP are inorganically precipitated objects. Experiments with calcium carbonate (and calcium phosphate) solutions showed that especially proteins, but also Mg^{2+} , prevented the solutions from crystallising, thus supporting the formation of spherical nannobacteria-like particles (KIRKLAND et al., 1999; CISAR et al., 2000; MARTEL & YOUNG, 2008; YOUNG & MARTEL, 2010). These nannobacteria-like particles grew and propagated like living microbes.

Such an inorganic origin of the NLP, forming the minerals seen in the studied samples seems to be the most reasonable explanation at present, though here the conditions for their formation were different. This inference is supported by the numerous tiny spheres of calcium fluoride that formed on the surfaces of samples that had not been entirely dissolved in the course of the palynological preparation (Pl. 12, Fig. 1). Even objects similar to those in MARTEL

& YOUNG (2008), which mimicked cell division and cell colonies, were present (Pl. 11, Figs. 3, 4), as were chains of beads like those shown in FOLK (2005) (Pl. 11, Fig. 2). This means that, in the micro- and nanosphere, inorganically precipitated objects may have biogenic-like shapes. Another indication of an inorganic origin in the present study was tiny calcium fluoride crystals that developed within 4 hours after pieces of calcisiltite were covered by 51–54 % hydrofluoric acid. As they had not been completed due to limited duration of precipitation, it was possible to observe the process of crystal formation. These crystals were entirely made up of minute spheres which in places coalesced, thus forming smooth layers which one by one built up the crystals (Pl. 12, Figs. 2–4). It is impossible that living nannobacteria caused the precipitation of these calcium fluoride crystals, since they would not survive in hydrofluoric acid.

KIRKLAND et al. (1999) found that in solutions devoid of soluble organic material, predominantly euhedral calcite crystals with a size range of 50–800 nm formed after one day. On the other hand, masses of rounded particles (10–80 nm) were precipitated from solutions with dissolved organic matter, also after one day. Thus these experiments also demonstrated the importance of organic molecules for the precipitation of minute rounded features. However, whether the altered organic matter in the Silurian calcisiltite sample played a role in the formation of the calcium fluoride beads, or other chemical forces were acting, remains unknown.

According to KIRKLAND et al. (1999), with time, the amount of tiny calcite precipitations gradually decreased and the number and size of euhedral calcite crystals increased. After three days, all experiments, with and without organic matter, resulted in large (μm -scale) euhedral calcite crystals with smooth faces. Tiny spheres became visible again only after etching of these crystals, as is the case with natural carbonates.

Conclusions

The present study shows that nannobacteria-like particles exist. They are not artefacts of preparation, as already demonstrated by FOLK & RASBURY (2007) and were formed by inorganic precipitation processes as indicated by KIRKLAND et al. (1999), CISAR et al. (2000) and MARTEL & YOUNG (2008).

The present work has also documented that sometimes inorganic particles have shapes that are similar to living microorganisms, as stated by MARTEL & YOUNG (2008) and YOUNG & MARTEL (2010). Therefore, such features by themselves are not evidence for a biological origin.

Acknowledgements

Many thanks to Ingeborg WIMMER-FREY (Geological Survey of Austria) for carrying out the X-ray diffraction analysis of the studied sample, and for discussions and valuable comments on the mineralogy and EDX-analyses. Special thanks to Robert L. FOLK (Department of Geological Sciences, University of Texas, Austin) for his lively interest and his suggestions on the tiny spheres in my sample. To Ilka WÜNSCHE (Geological Survey of Austria) I am much obliged for the arrangement of the plates. Finally I sincerely thank Alexander Hugh RICE (Center for Earth Science, University of Vienna) for correcting my English.

References

- BRETT, C.E., FERRETTI, A., HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Silurian sequence stratigraphy of the Carnic Alps, Austria. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **279**, 1–28, 19 Figs., Amsterdam.
- CISAR, J.O., XU, D.-Q., THOMPSON, J., SWAIM, W., HU, L. & KOPECKO, D.J. (2000): An alternative interpretation of nanobacteria-induced biomineralization. – *PNAS*, **97/21**, 11511–11515, 4 Figs., 1 Tab., Washington, D.C. doi: 10.1073/pnas.97.21.11511
- DE DUVE, C. & OSBORN, M.J. (1999): Panel 1: Discussion. – *Size Limits of Very Small Microorganisms: Proceedings of a Workshop*, 5–9, Washington, D.C. (National Academy Press).
- DUDA, V.I. (2011): Ultramicrobacteria. – *eLS*, 38 pp., 6 Figs. doi: 10.1002/9780470015902.a0000309.pub2
- FOLK, R.L. (1993): SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks. – *J. Sediment. Petrol.*, **63/5**, 990–999, 23 Figs., Lawrence, KS. doi: 10.1306/D4267C67-2B26-11D7-8648000102C1865D
- FOLK, R.L. (1997): Nanobacteria: surely not figments, but what under heaven are they? – *naturalSCIENCE*, **1/3**, 9 pp., 5 Figs., Victoria, Canada.
- FOLK, R.L. (1999): Nannobacteria and the precipitation of carbonate in unusual environments. – *Sedimentary Geology*, **126**, 47–55, 4 Pls., Amsterdam. doi: 10.1016/S0037-0738(99)00031-7
- FOLK, R.L. (2005): Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence. – *J. Earth Syst. Sci.*, **114/3**, 369–374, 12 Figs., Bangalore. doi: 10.1007/BF02702955
- FOLK, R.L. & CHAFETZ, H.S. (2000): Bacterially Induced Microscale and Nanoscale Carbonate Precipitates. – In: RIDING, R.E. & AWRAMIK, S.M. (Eds.): *Microbial Sediments*, 40–49, 3 Figs., 1 Tab., Berlin–Heidelberg (Springer).
- FOLK, R.L. & LYNCH, F.L. (1997): The Possible Role of Nannobacteria (Dwarf Bacteria) in Clay-Mineral Diagenesis and the Importance of Careful Sample Preparation in High-Magnification SEM Study. – *J. Sediment. Res.*, **67/3**, 583–589, 8 Figs., Tulsa.
- FOLK, R.L. & RASBURY, E.T. (2007): Nanostructure of palygorskite/sepiolite in Texas caliche: possible bacterial origin. – *Carbonates and Evaporites*, **22/2**, 113–122, 9 Figs., Cham, Switzerland. doi: 10.1007/BF03176241
- FOLK, R.L. & TAYLOR, L.A. (2002): Nannobacterial alteration of pyroxenes in martian meteorite Allan Hills 84001. – *Meteoritics & Planetary Sciences*, **37/8**, 1057–1069, 19 Figs., Lawrence, KS. doi: 10.1111/j.1945-5100.2002.tb00877.x
- GABBOTT, S.E. (1998): Taphonomy of the Ordovician Soom Shale Lagerstätte: an Example of Soft Tissue Preservation in Clay Minerals. – *Palaeontology*, **41/4**, 631–667, 8 Figs., 4 Tabs., London.
- HEINEN, W., GEURTS, H.P.M. & LAUWERS, A.M. (2006): Putative nanobacteria in biofilms from an alpine thermal spring. – 11 pp., 5 Figs., 1 Tab., Nijmegen. http://www.vcbio.science.ru.nl/public/pdf/fesem_nanobes-Heinen-1-variety%20in%20thermal%20springs.pdf (accessed: 16.09.2013).
- HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Taphonomy, Palaeoecology 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 Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota*. – *Abh. Geol. B.-A.*, **54**, 259–274, 18 Figs., Vienna.
- 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*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **47**, 46–54, Figs. 2–5, Vienna.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). Ein Beitrag zur Gleichsetzung der Conodonten- und Graptolithenzonen des Silurs. – *Carinthia II*, **85**, 111–126, 5 Figs., 1 Tab., 2 Pls., Klagenfurt.
- KAJANDER, E.O. & ÇİFTÇIOĞLU, N. (1998): Nanobacteria: An alternative mechanism for pathogenic intra- and extracellular calcification and stone formation. – *PNAS*, **95**, 8274–8279, 4 Figs., 1 Tab., Washington, D.C.
- KIRKLAND, B.L., LYNCH, F.L., RAHNIS, M.A., FOLK, R.L., MOLINEUX, I.J. & MCLEAN, R.J.C. (1999): Alternative origins for nannobacteria-like objects in calcite. – *Geology*, **27/4**, 347–350, 9 Figs., Boulder. doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0347:AOFNLO>2.3.CO;2
- KNOLL, A. (1999): Overview. – *Size Limits of Very Small Microorganisms: Proceedings of a Workshop*, 1–3, Washington, D.C. (National Academy Press).
- KREUTZER, L.H. (1992): Photo-Atlas of the Variscan Carbonate Sequences in the Carnic Alps (Austria/Italy). – *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 129 pp., 9 Figs., 3 Tabs., 46 Pls., Vienna.
- KREUTZER, L.H. (1994): Cellon Section. Facial differentiation and bathymetric environment. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (Eds.): *IUGS Subcomm. Silurian Stratigraphy, Field Meeting 1994*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **30**, 85–88, Vienna.
- KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1997): Cellon Section. The depositional environment. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *IGCP – 421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 99–106, Vienna.
- LIEBIG, K. (1998): Fossil Microorganisms from the Eocene Messel Oil Shale of Southern Hesse, Germany. – *Kaupia*, **7**, 1–95, 8 Figs., 21 Pls., Darmstadt.
- MARTEL, J. & YOUNG, J.D. (2008): Purported nanobacteria in human blood as calcium carbonate nanoparticles. – *PNAS*, **105/14**, 5549–5554, 4 Figs., Washington, D.C.
- MCKAY, D.S., GIBSON JR., E.K., THOMAS-KEPRTA, K.L., VALI, H., ROMANEK, C.S., CLEMETT, S.J., CHILLIER, X.D.F., MAECHLING, C.R. & ZARE, R.N. (1996): Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001. – *Science*, **273**, 924–930, Washington, D.C.
- MILLER, V.M., RODGERS, G., CHARLESWORTH, J.A., KIRKLAND, B., SEVERSON, S.R., RASMUSSEN, T.E., YAGUBYAN, M., RODGERS, J.C., COCKERILL, F.R., FOLK, R.L., RZEWUSKA-LECH, E., KUMAR, V., FARELL-BARIL, G. & LIESKE, J.C. (2004): Evidence of nanobacterial-like structures in calcified human arteries and cardiac valves. – *Am. J. Physiol.*, **287/3**, H1115–H1124, 10 Figs., 1 Tab., Bethesda, MD.
- PEDONE, V.A. & FOLK, R.L. (1996): Formation of aragonite cement by nanobacteria in the Great Salt Lake, Utah. – *Geology*, **24/8**, 763–765, 2 Figs., 1 Tab., Boulder. doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0763:FOACBN>2.3.CO;2
- PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profiles, Karnische Alpen, Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **40**, 121 pp., 39 Figs., 24 Pls., Vienna.
- 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*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 74–85, 1 Fig., Vienna.
- PRIEWALDER, H. (2000): Die stratigraphische Verbreitung der Chitinozoen im Abschnitt Caradoc-Lochkovium des Cellon-Profiles, Karnische Alpen (Kärnten, Österreich) – Ein vorläufiger Bericht. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **91**, 17–29, 2 Figs., 3 Pls., Vienna.
- SCHIEBER, J. & ARNOTT, H.J. (2003): Nannobacteria as a by-product of enzyme-driven tissue decay. – *Geology*, **31/8**, 717–720, 3 Figs., 1 Tab., Boulder. doi: 10.1130/G19663.1
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: *Arbeitstagung der Geol. B.-A.*, **1985**, 34–52, Figs. 10–15, Vienna.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1994): Cellon Section. Lithology, Paleontology and Stratigraphy. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (Eds.): IUGS Subcomm. Silurian Stratigraphy, Field Meeting 1994. – Ber. Geol. B.-A., **30**, 83–84, Vienna.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1997): Cellon Section. Lithology, Paleontology and Stratigraphy. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP – 421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook. – Ber. Geol. B.-A., **40**, 87–92, 1 Fig., Vienna.
- SCHÖNLAUB, H.P., KREUTZER, L.H., PRIEWALDER, H., HISTON, K. & WENZEL, B. (1997): Stop 1: Cellon Section. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP – 421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook. – Ber. Geol. B.-A., **40**, 87–107, Vienna.
- VELIMIROV, B. (2001): Nanobacteria, Ultramicrobacteria and Starvation Forms: A Search for the Smallest Metabolizing Bacterium. – *Microbes and Environments*, **16/2**, 67–77, 2 Tabs., Japan. doi:10.1264/jsme2.2001.67
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **41**, 106 pp., 10 Figs., 2 Tabs., 32 Pls., Wiesbaden.
- WELTON, J.E. (1984): SEM Petrology Atlas. – The AAPG methods in exploration series, **4**, 237 pp., Tulsa.
- YOUNG, J.D. & MARTEL, J. (2010): Aufstieg und Fall der Nanobakterien. – *Spektrum der Wissenschaft, Mikrobiologie*, Oktober **2010**, 44–51, Heidelberg.
- YOUNG, J.D., MARTEL, J., YOUNG, D., YOUNG, A., HUNG, C.-M., YOUNG, L., CHAO, Y.-J., YOUNG J. & WU, C.-Y. (2009): Characterization of Granulations of Calcium and Apatite in Serum as Pleomorphic Mineralo-Protein Complexes and as Precursors of Putative Nanobacteria. – *PLoS ONE* **4/5**: e5421, San Francisco. doi: 10.1371/journal.pone.0005421

Received: 3. September 2013, Accepted: 23. September 2013

Plate 1

Fig. 1: Overview of a dolostone sample.

The dolomite/ankerite crystals are densely arranged and surrounded by layers of illite and goethite-rods.

Fig. 2: Close-up of the surface of an ankerite crystal.

The nanobacteria-like particles are predominantly arranged in dense rows and layers.

Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

Fig. 3: Illitic wrapping around an dolomite/ankerite crystal.

Overview.

Box: see Pl. 1, Fig. 4.

Fig. 4: Close-up of Fig. 3 (box).

The illite consists of a pile of thin layers which are made up of tightly spaced tiny spheres. One layer seems to have the thickness of one sphere. The structures are accentuated by the gold cover.

Gold cover: excess gold.

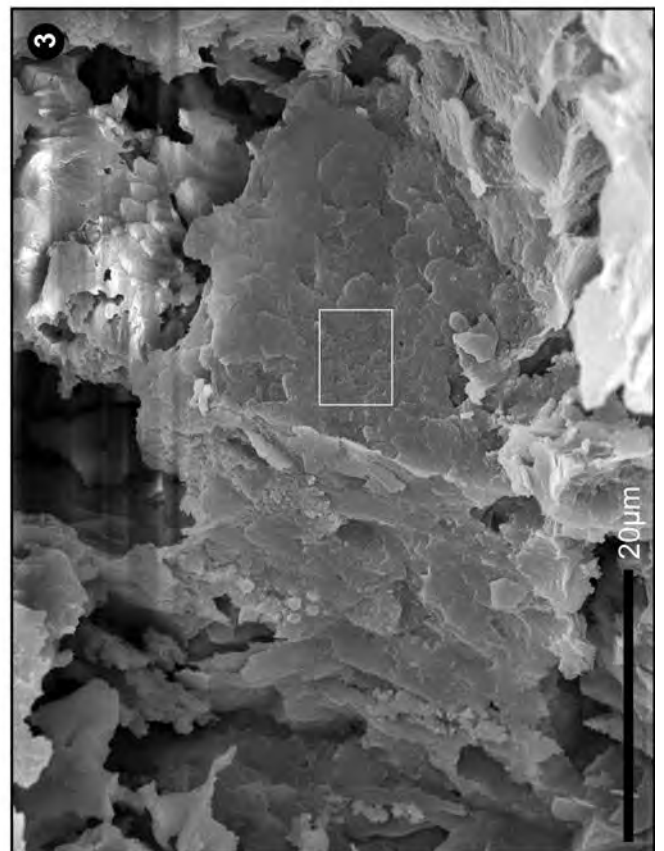
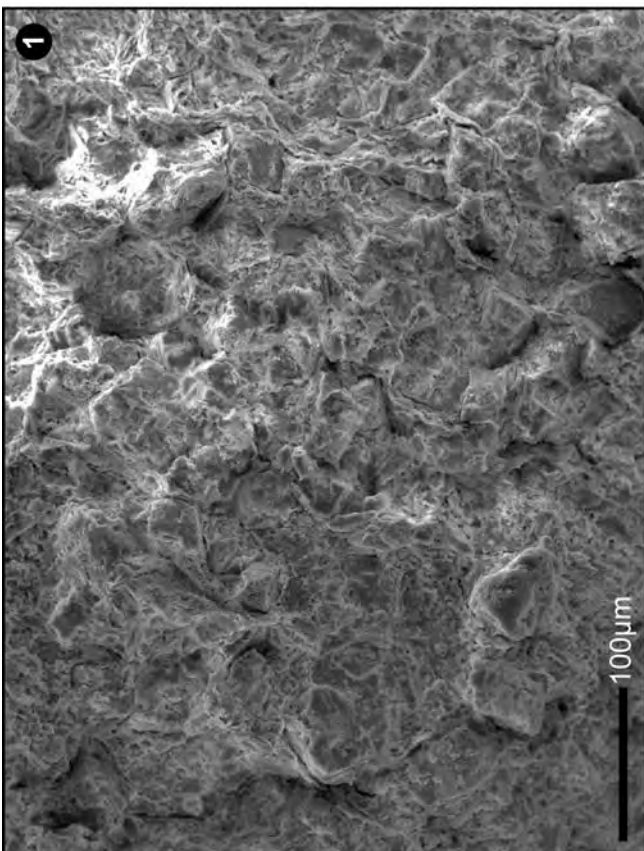
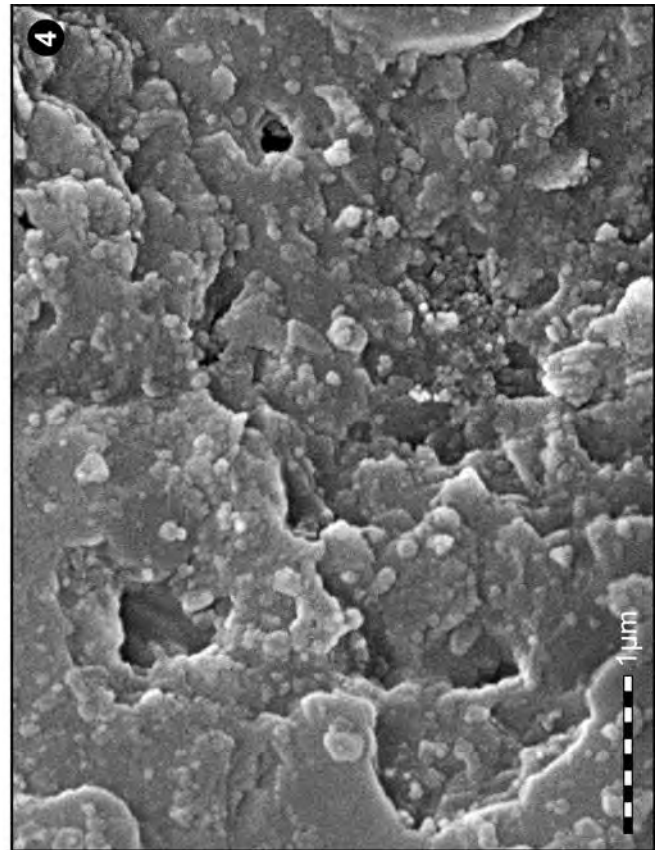
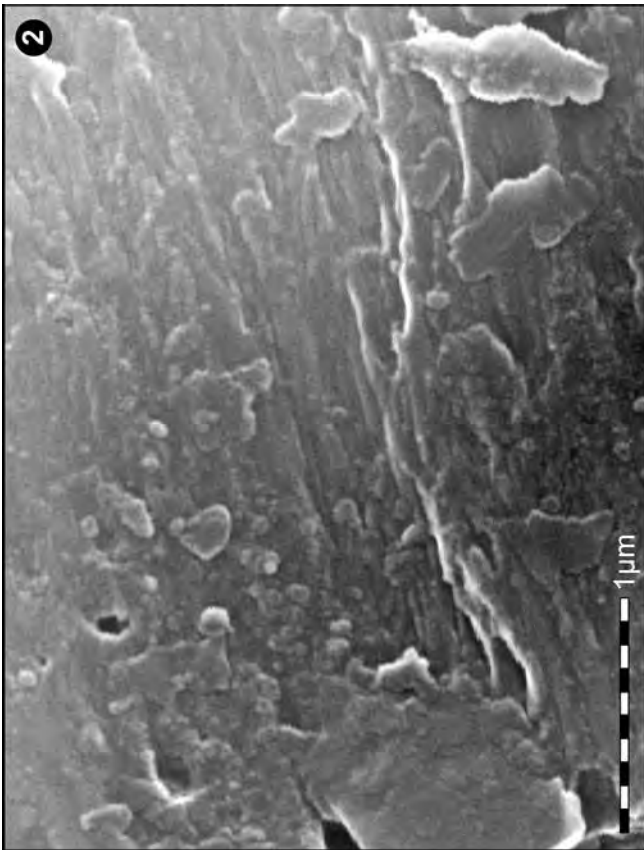


Plate 2

- Fig. 1: Bunches of long thin goethite-rods. The rods are radially arranged, their axes form angles of 60° . Some of them show a slight bulbous extension at the tips.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 2: Accumulation of short goethite-rods. They occur as single individuals or as bunches and are accompanied by numerous tiny beads.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 3: Numerous nannobacteria-like particles in the center. They are partly arranged in short rows. To the lower right, some radially grouped goethite-rods obviously merge into thin sheets.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 4: Accumulation of goethite-rods and tiny beads. The rods mostly occur as single individuals with rounded tips, a radial arrangement is adumbrated. The beads often coalesce to slightly larger units which may fuse to compact areas like in the lower left.
Gold cover: moderate thickness.

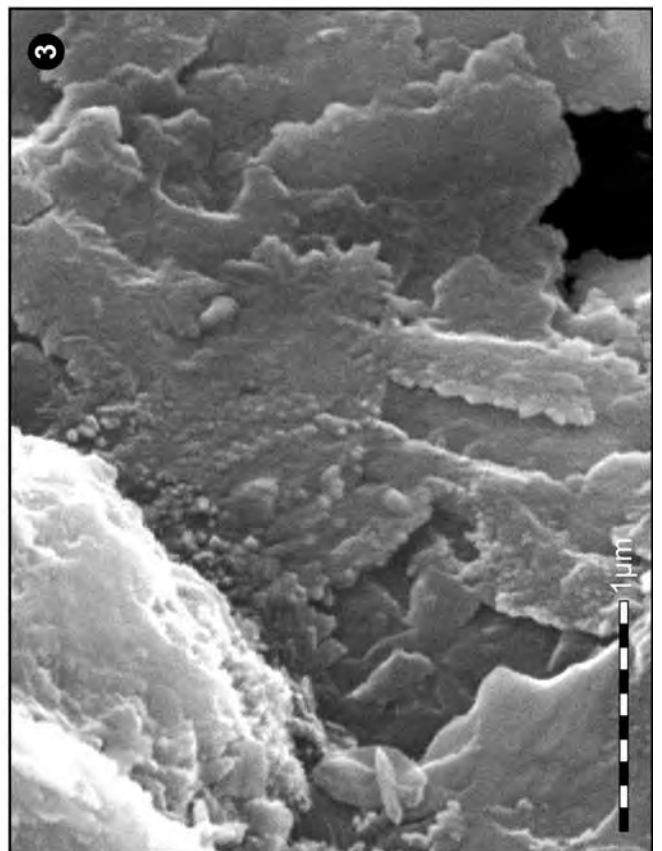
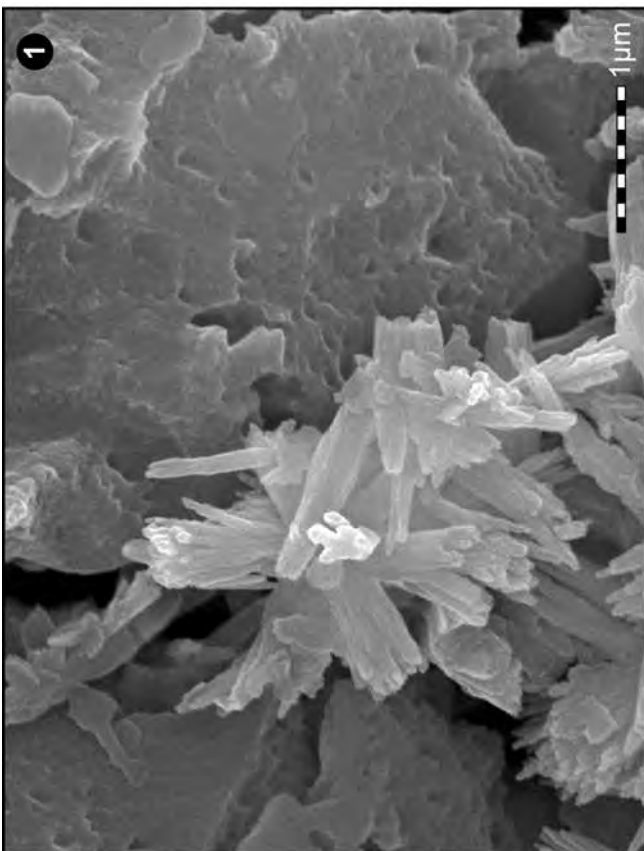
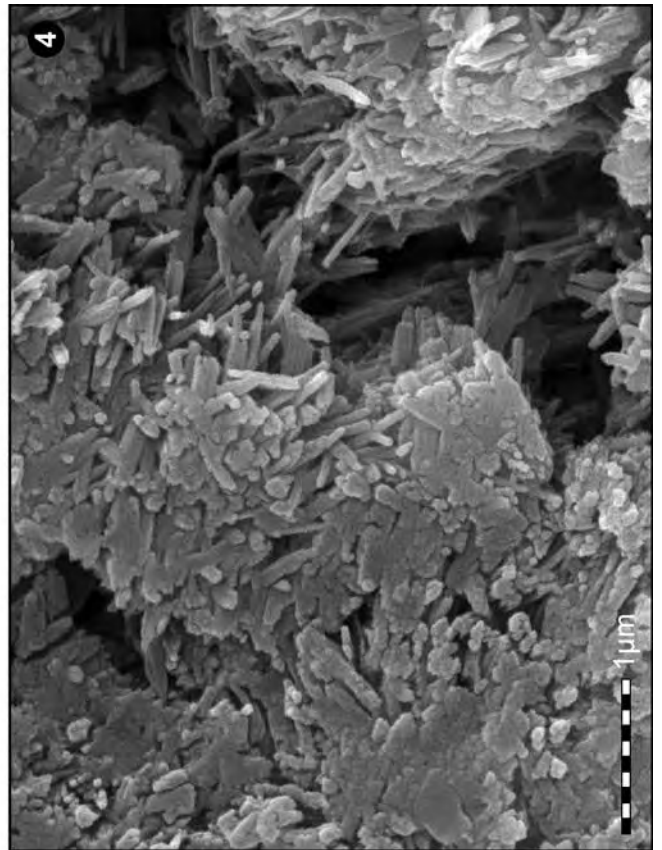
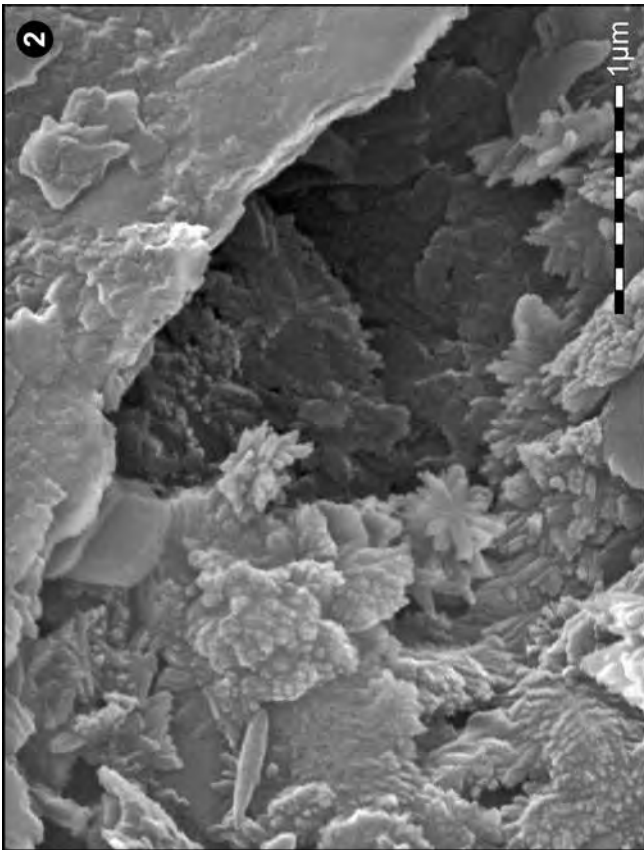


Plate 3

Fig. 1: Thin layers of goethite-rods and beads.

The rods and beads are loosely connected to each other. In the center, however, there is a more compact layer of spheres with a thickness of one bead.
Box: see Pl. 3, Fig. 2.

Fig. 2: Close-up of Fig. 1 (box).

In the middle and upper left, a layer of densely arranged minute spheres is present. At the right there are some rods and a lot of beads, which merge to slightly larger entities.
Gold cover: moderate thickness.

Fig. 3: Transition area from limestone to dolostone layer.

An ankerit crystal is covered by a thin layer of minute spheres at the right and by an accumulation of apatite crystals at the left.
Box: see Pl. 3, Fig. 4.

Fig. 4: Close-up of Fig. 3 (box).

The layer is made up almost entirely of loosely scattered minute spheres; rarely short rods are present as single individuals or forming star-like structures (arrows). This image suggests that the rods originate from the spheres. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.

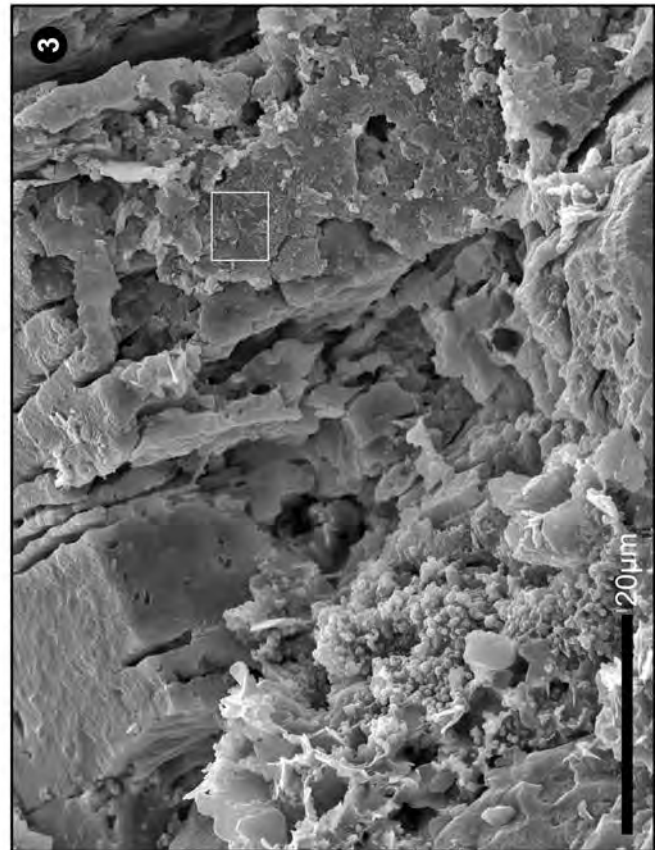
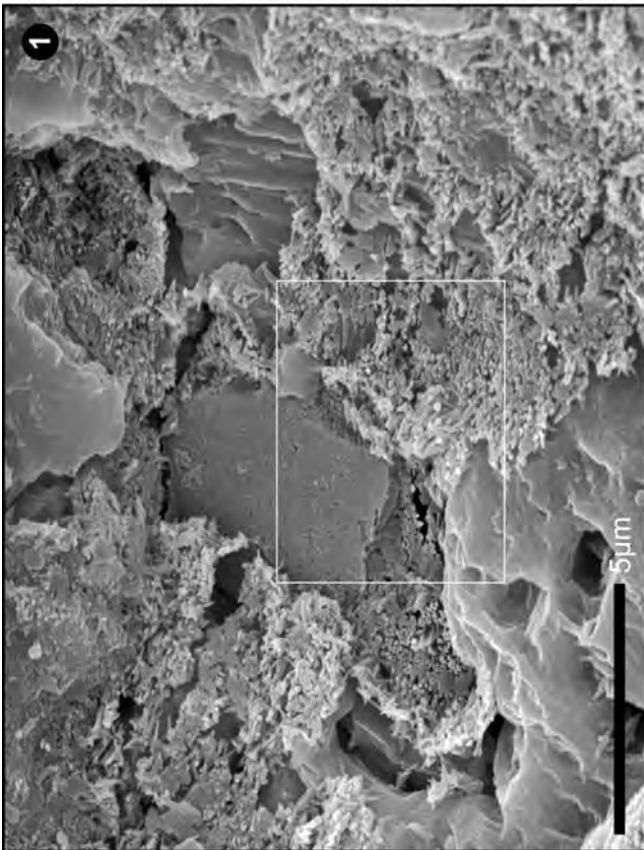
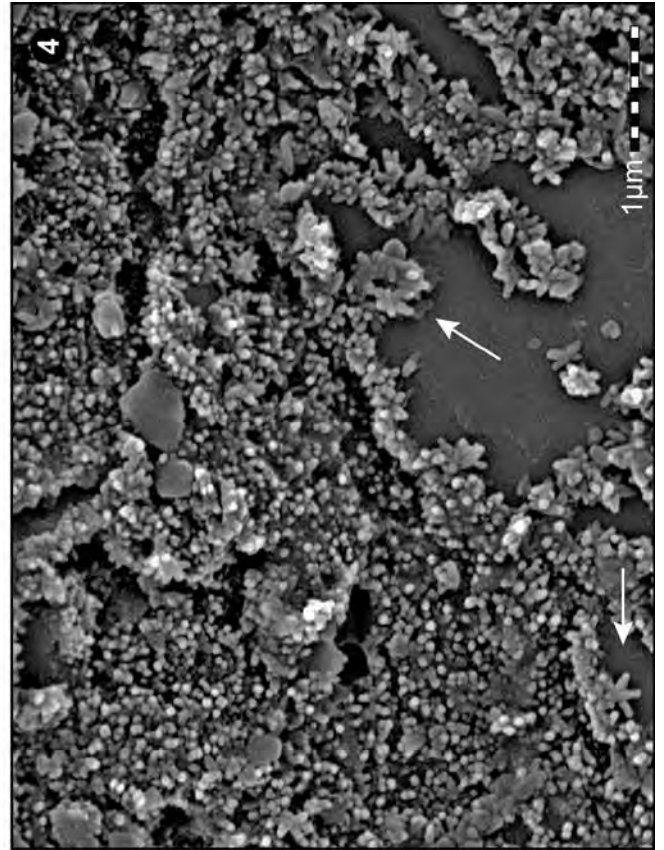
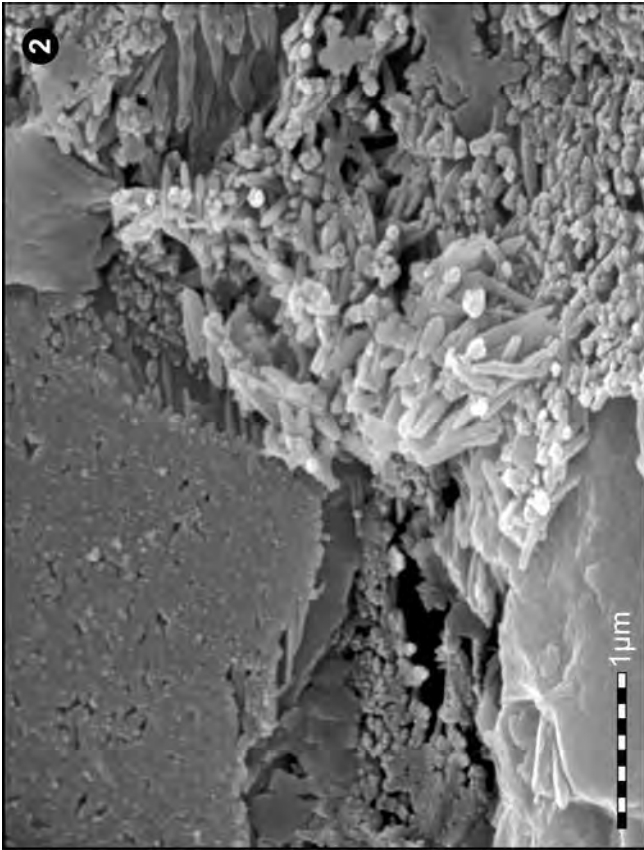


Plate 4

Fig. 1: Accumulation of goethite-rods and tiny beads.

The rods are of different lengths and occasionally rather short, thus suggesting that they originate from the beads. The structures are accentuated by the gold cover. Gold cover: excess gold.

Fig. 2: Fe-oxide crystals, goethite-rods and tiny beads.

The crystals in the lower left are made up of beads. The goethite-rods in the upper right are present as single individuals or joined to bunches and are accompanied by minute spheres. The structures are accentuated by the gold cover. Gold cover: excess gold.

Fig. 3: Fe-oxide framboid, covered by layers of illite.

A few goethite-rods and large quantities of tiny spheres occur in addition. Gold cover: thin (30 seconds sputter-time). Box: see Pl. 4, Fig. 4.

Fig. 4: Close-up of Fig. 3 (box).

Numerous minute beads are scattered across the framboid. Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

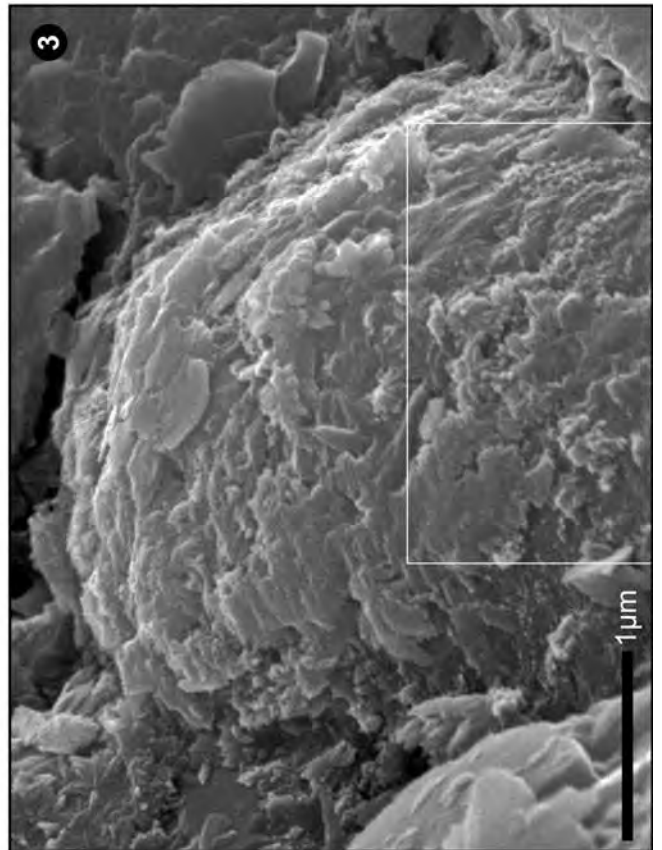
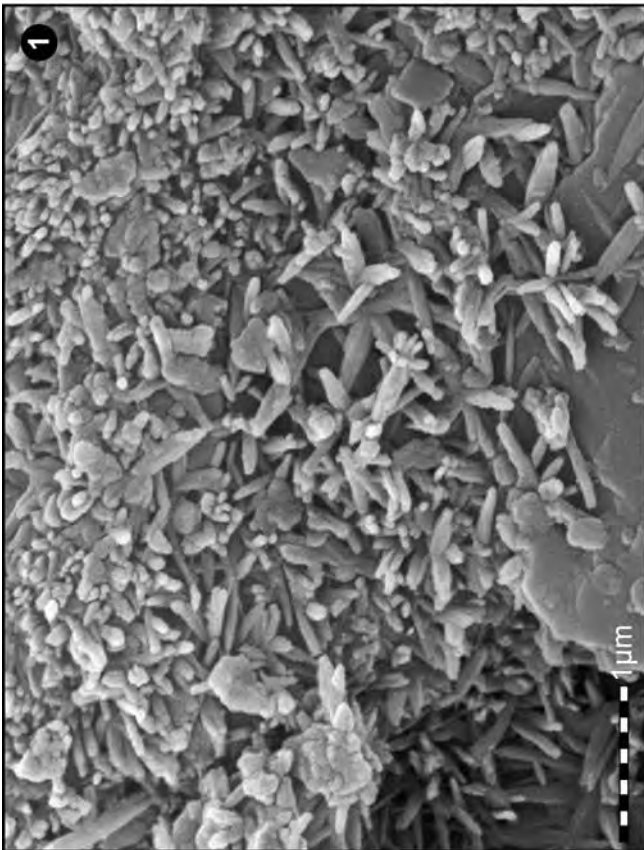
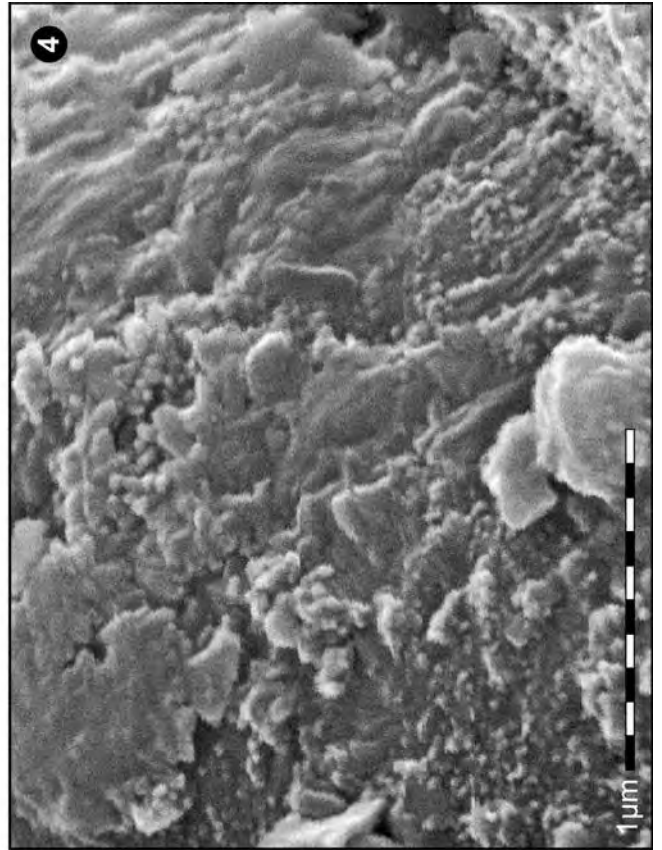
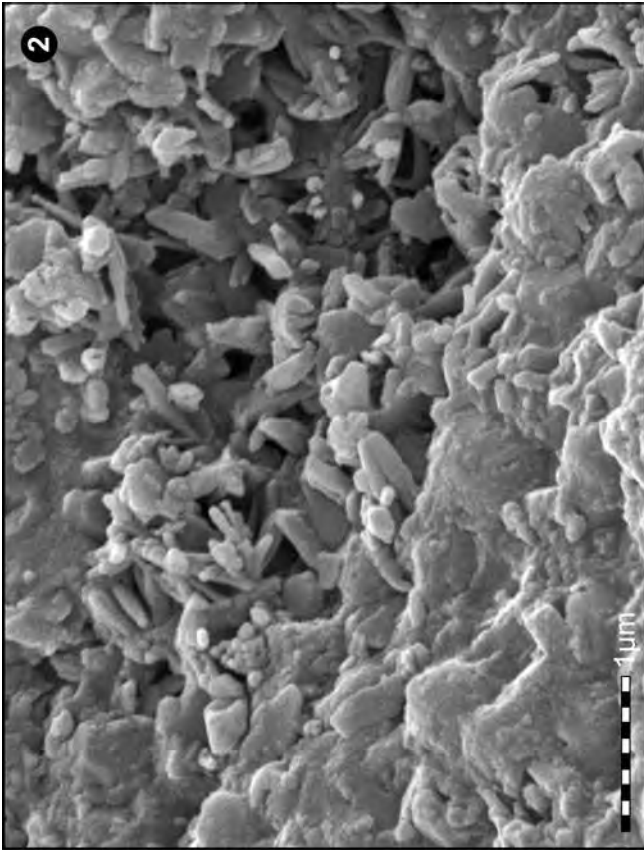


Plate 5

Fig. 1: Fe-oxide framboid with a coating of illite.

Also a few goethite-rods are present at the left side of the framboid. Left of the framboid, a thick layer of illite has been identified.
Box: see Pl. 5, Fig. 2.

Fig. 2: Close-up of Fig. 1 (box).

Both the clay minerals at the left and the Fe-oxide crystallites consist of closely arranged tiny spheres.
Gold cover: moderate thickness.

Fig. 3: Fe-oxide framboid.

The faces of some crystallites are smooth, but others show merging or loosely adjoining beads from which short goethite-rods are arising. In the centre and lower right the composition of the crystallites of thin layers is visible. EDX-analyses revealed that there are no chemical differences between the areas with rods and the smooth crystallites. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.

Fig. 4: Fe-oxide framboid.

The faces of the crystallites are all covered with minute spheres. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.

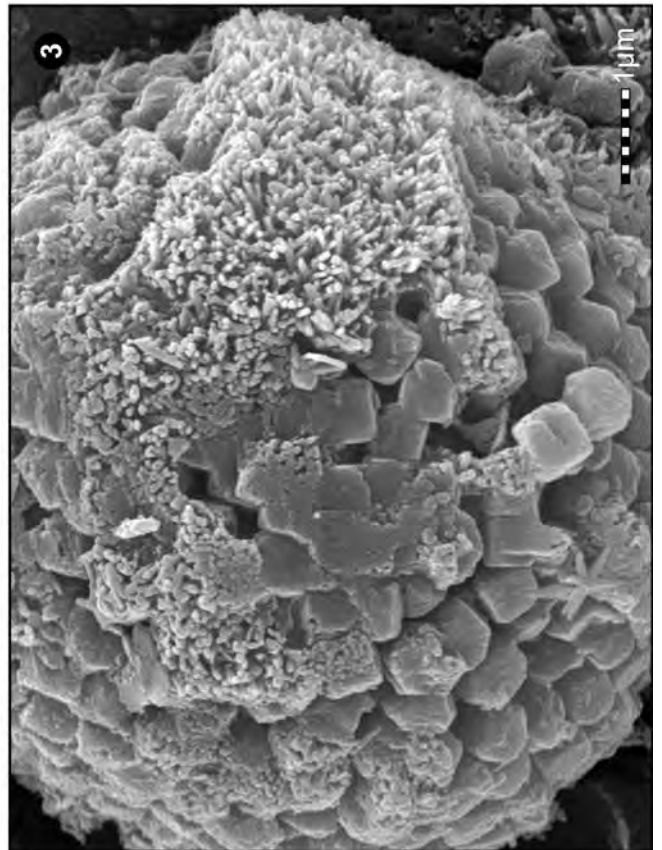
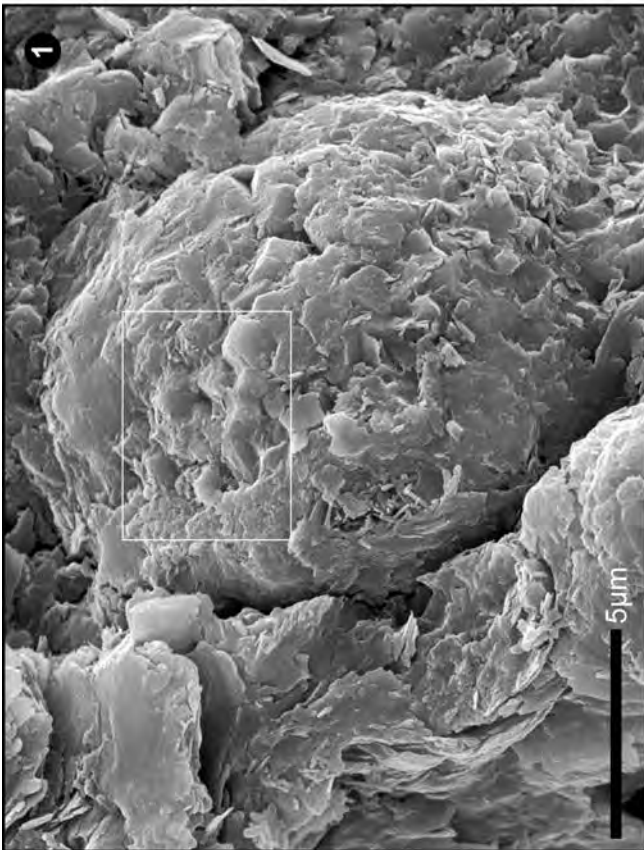
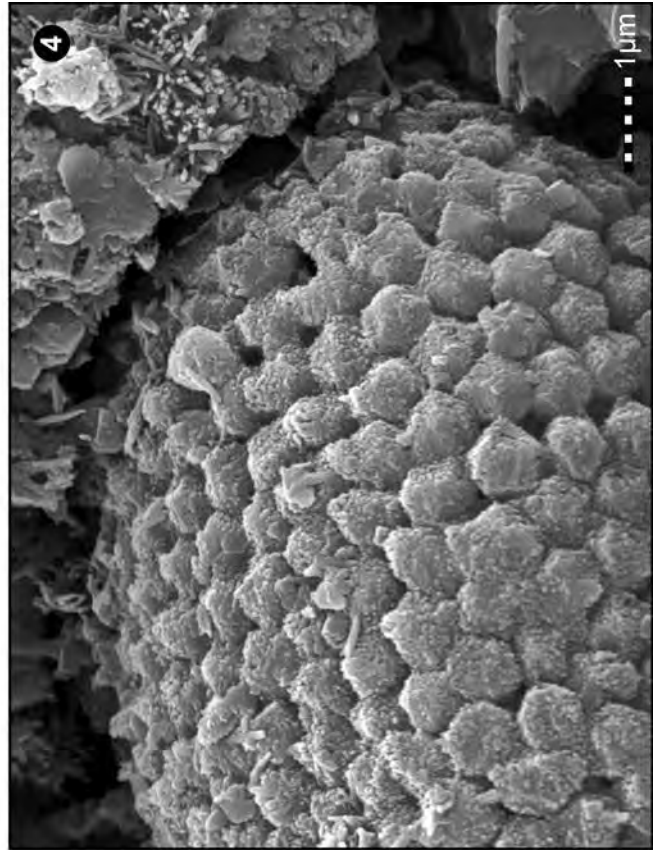
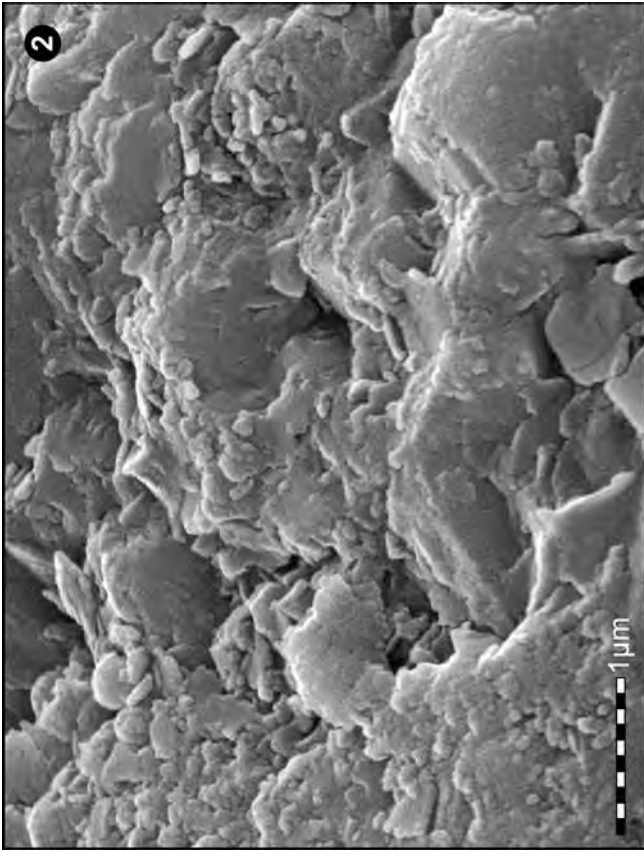


Plate 6

- Fig. 1: Overview of a limestone sample.
The darker smooth areas are calcite. The light grey, spongy patches consist mainly of accumulations of fluorapatite crystals with embedded pyrite- and Fe-oxide-framboids, single crystals of pyrite, amorphous silica and various microfossils.
- Fig. 2: Close-up of the surface of a calcite grain.
Minute spheres are arranged in dense rows and layers.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 3: Fe-oxide framboid.
Most of the crystallites show smooth faces. In other areas, however, but mainly in the central part of the framboid, which seems to be yet uncompleted, it is clearly observable that the crystallites are built up by closely spaced beads.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 4: Accumulation of various minerals.
Fe-oxide and pyrite framboids are accompanied by euhedral pyrite crystals of different sizes, thin layers of silica and fluorapatite crystals.
Box a: see Pl. 7, Fig. 1.
Box b: see Pl. 7, Fig. 3.
Box c: see Pl. 8, Fig. 1.
-

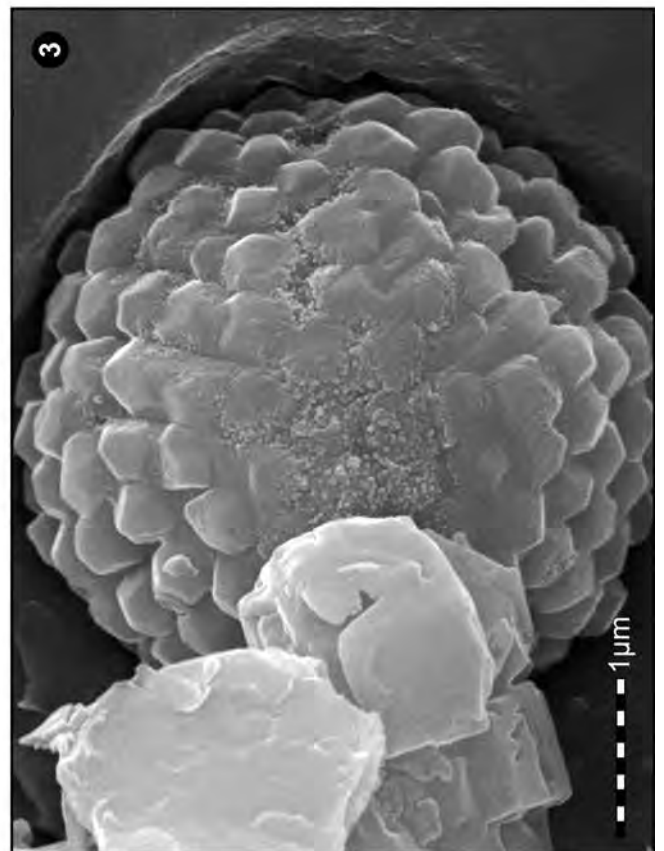
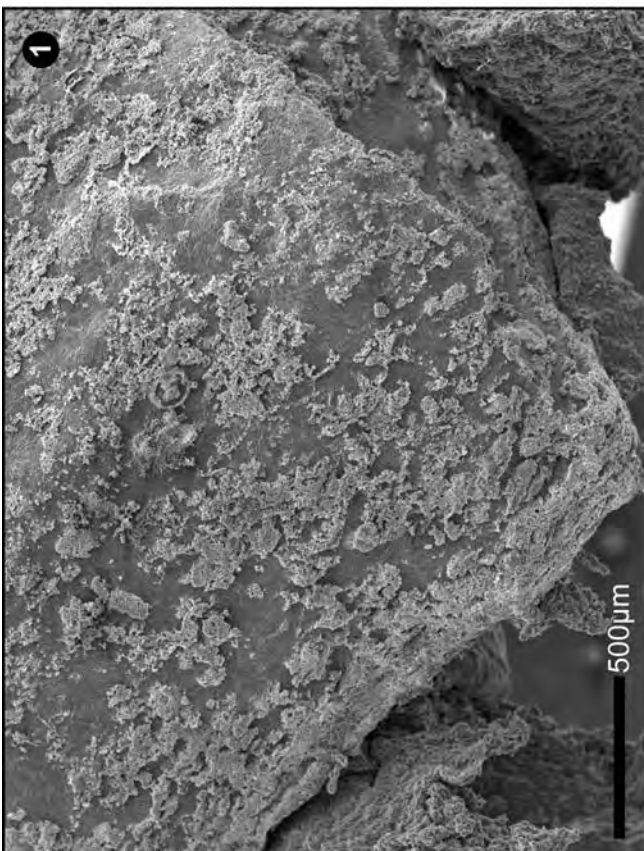
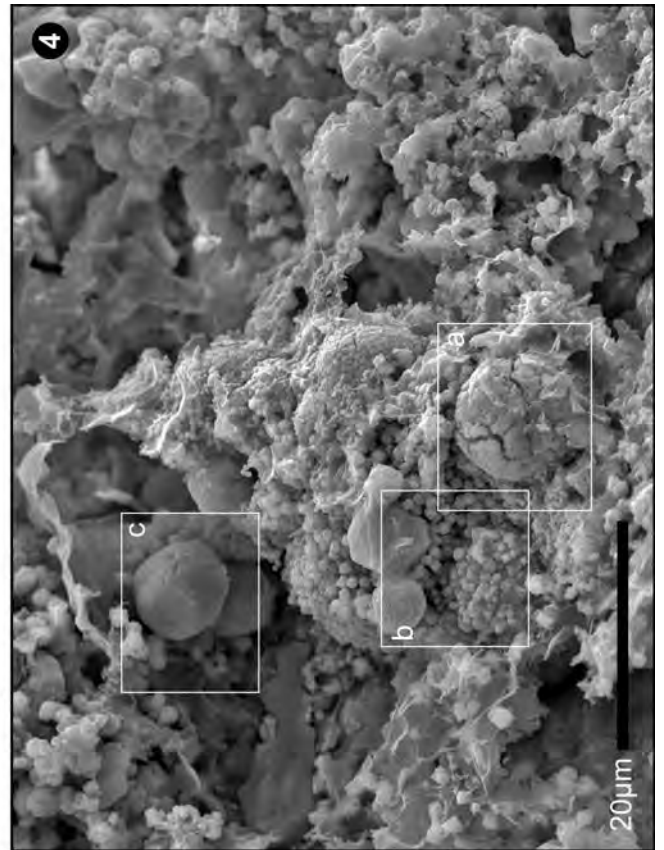
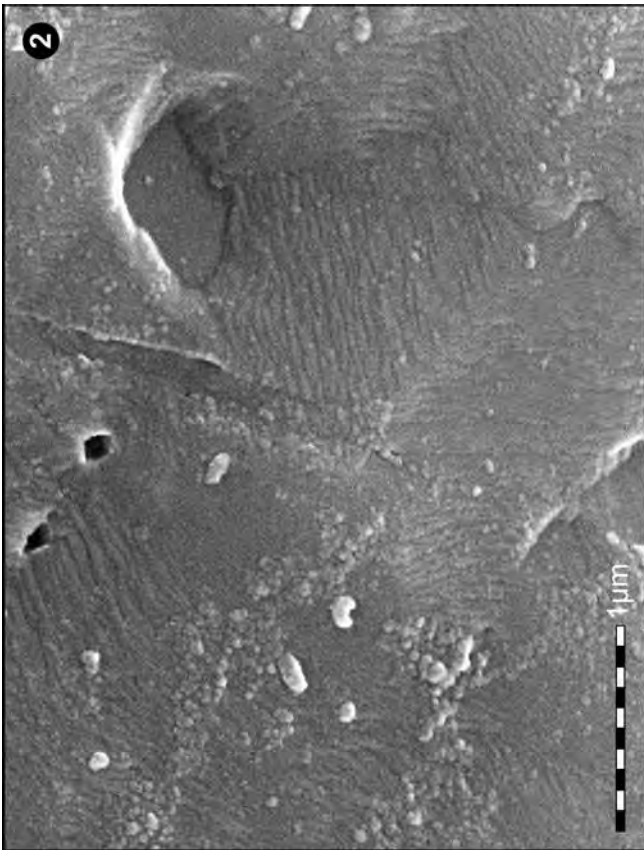


Plate 7

- Fig. 1: Fe-oxide framboid.
 Enlargement of Pl. 6, Fig. 4 (box a). The crystallites of the framboid are irregularly developed and partly covered by closely spaced tiny spheres and very short rods (upper left) and thin silica layers (lower right). Left to the framboid, euhedral pyrite crystals of various sizes are present.
 Box: see Pl. 7, Fig. 2.
- Fig. 2: Close-up of Fig. 1 (box).
 Incrustation of the Fe-oxide framboid by densely packed beads and very short, thick rods. According to the EDX-analyses there are no differences in the chemical composition between the incrustated and the smooth areas.
 Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 3: Irregularly developed Fe-oxide framboid and euhedral pyrit crystals.
 Enlargement of Pl. 6, Fig. 4 (box b). The framboid is surrounded by euhedral pyrite crystals of various sizes. In the upper left there is another Fe-oxide framboid, to its right a large euhedral Fe-oxide crystal.
 Box a: see Pl. 7, Fig. 4.
 Box b: see Pl. 8, Fig. 3.
- Fig. 4: Close-up of Fig. 3 (box a).
 At the left, tiny beads make up the crystallites, at the right also bunches of goethite-rods occur, some showing a radial arrangement, their axes form angles of 60° .
 Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

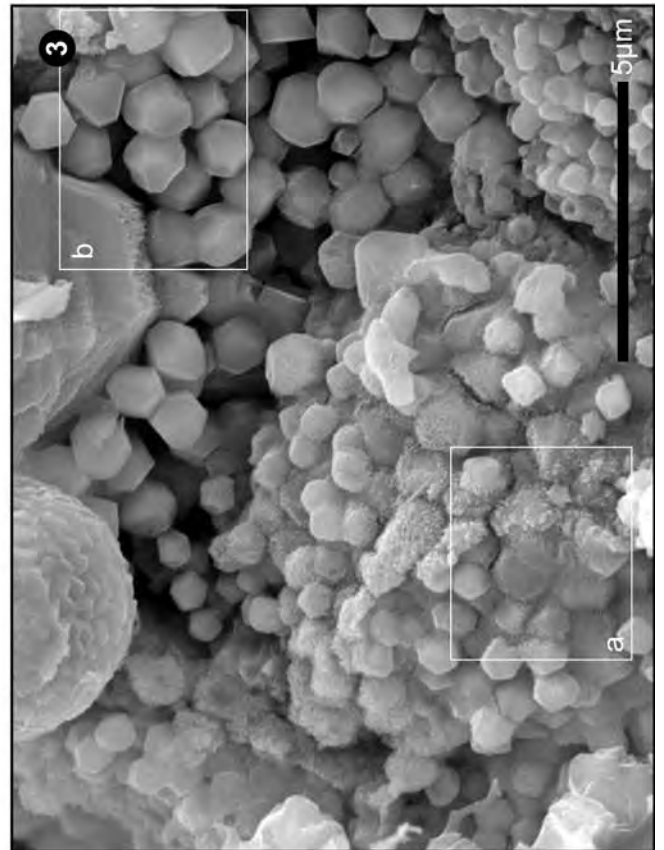
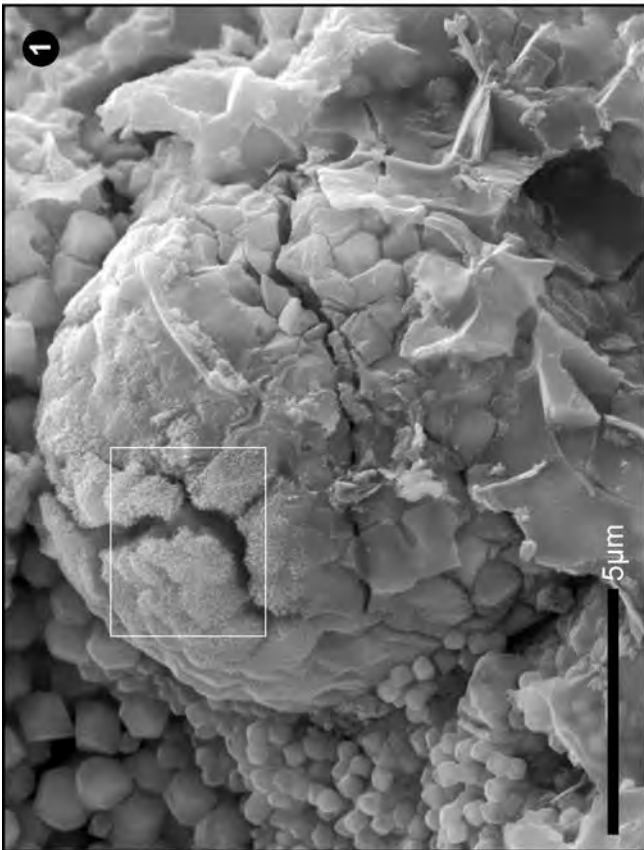
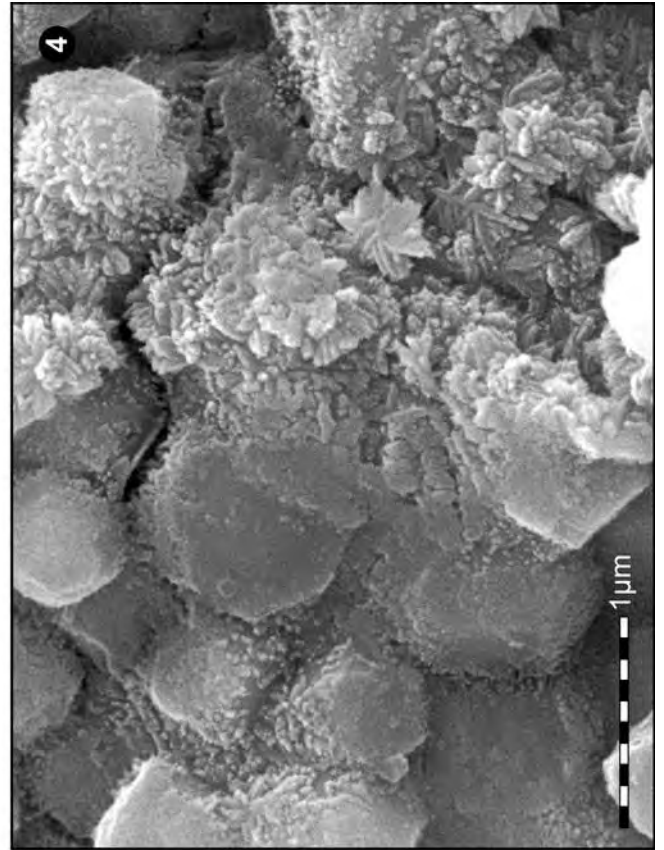
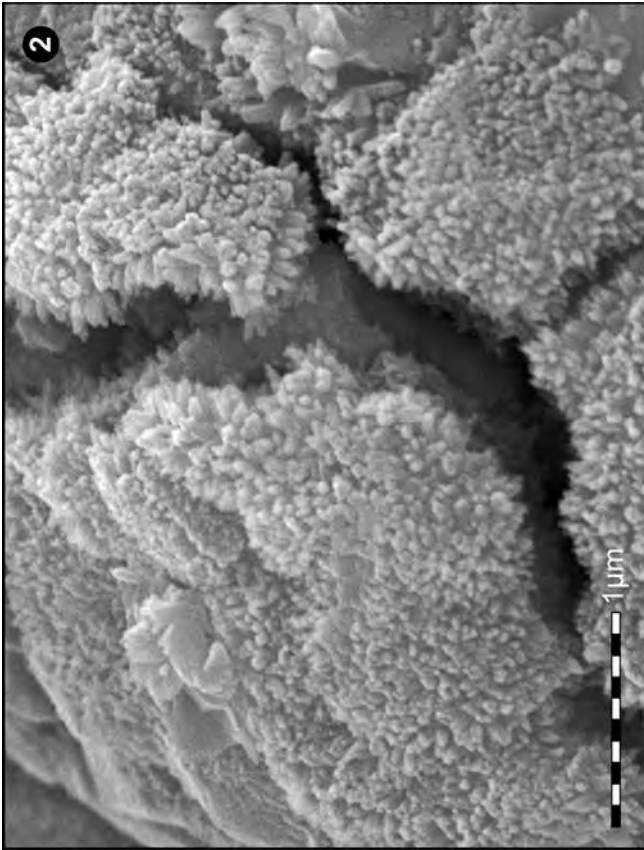


Plate 8

Fig. 1: Fe-oxide framboid.
Enlargement of Pl. 6, Fig. 4 (box c).
Box: see Pl. 8, Fig. 2.

Fig. 2: Close-up of Fig. 1 (box).
Some of the crystallites are developed as large, thin slabs which exhibit a granular structure. Also several of the normal crystallites reveal their composition of beads.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

Fig. 3: Euhedral pyrite crystals.
Close-up of Pl. 7, Fig. 3 (box b). Most of the crystals have smooth faces, but some seem to be unfinished and show a construction of closely packed spherules. In the upper left, a large Fe-oxide crystal is built up of thin layers of short rods and tiny beads.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

Fig. 4: Muellerisphaerida shell.
This microfossil of uncertain systematic position is embedded in calcite. At the left and in the central cavity of the fossil there are accumulations of mainly fluorapatite crystals accompanied by pyrite and Fe-oxide framboids, euhedral pyrite crystals and amorphous silica (s).
Box a: see Pl. 9, Fig. 1.
Box b: see Pl. 9, Fig. 2.

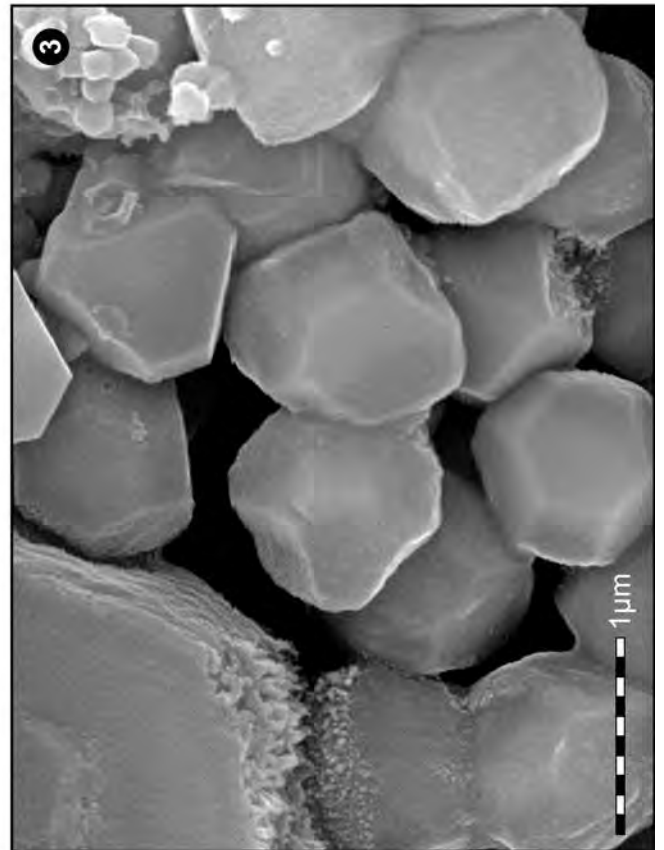
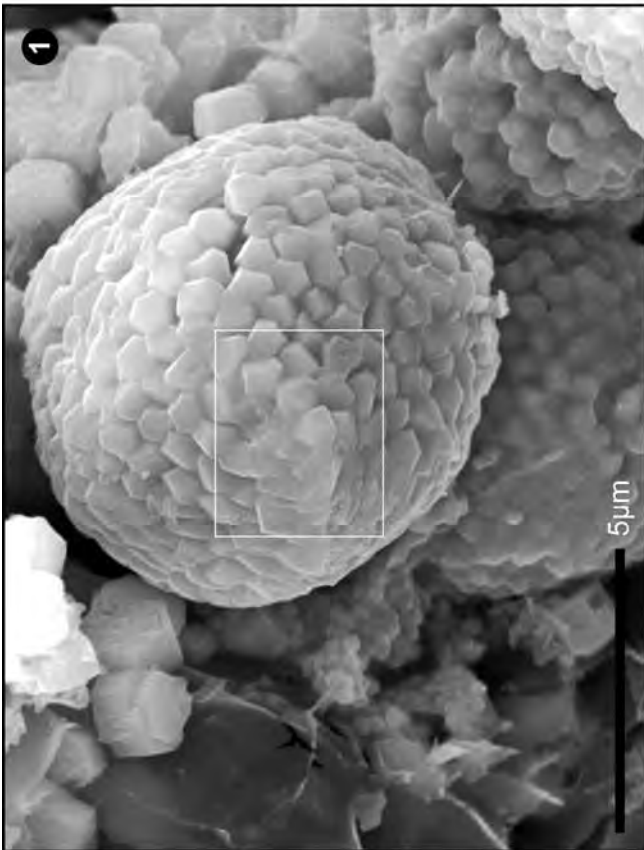
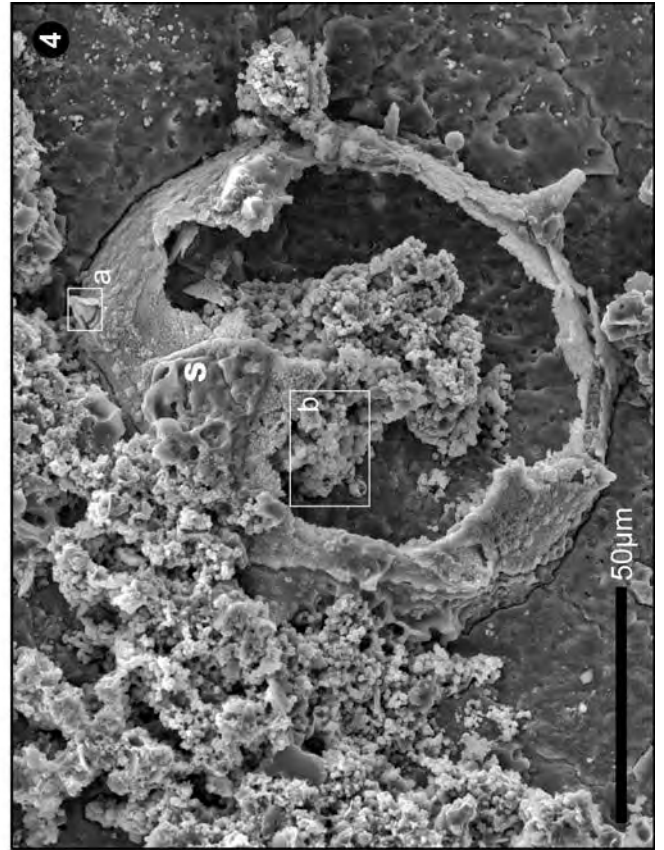
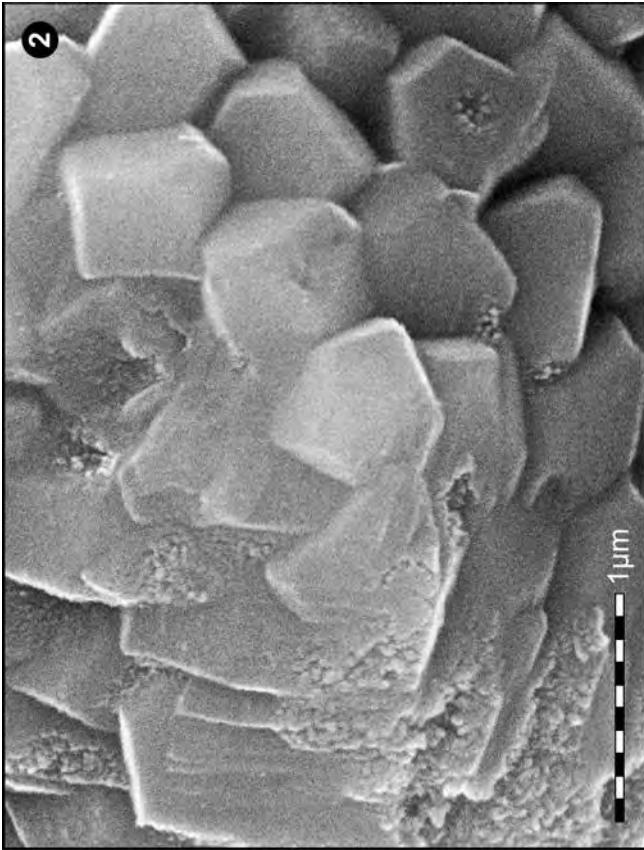


Plate 9

- Fig. 1: Process of the Muellerisphaerida shell.
Close-up of Pl. 8, Fig. 4 (box a). The anhedral apatite crystals of the recrystallised shell show loosely scattered minute spheres.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 2: Accumulation of fluorapatite crystals.
Enlargement of Pl. 8, Fig. 4 (box b). In the lower left there is an unfinished pyrite framboid, in the upper right a lump of silica (s).
Box: see Pl. 9, Fig. 3.
- Fig. 3: Close-up of Fig. 2 (box).
The faces of euhedral fluorapatite crystals reveal closely spaced spherules.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).
- Fig. 4: Fluorapatite crystals.
Their growth apparently had been cut short. Minute spheres are strung together like a rosary (arrow). In the upper right spherules of the calcite are densely packed in rows and layers.
Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

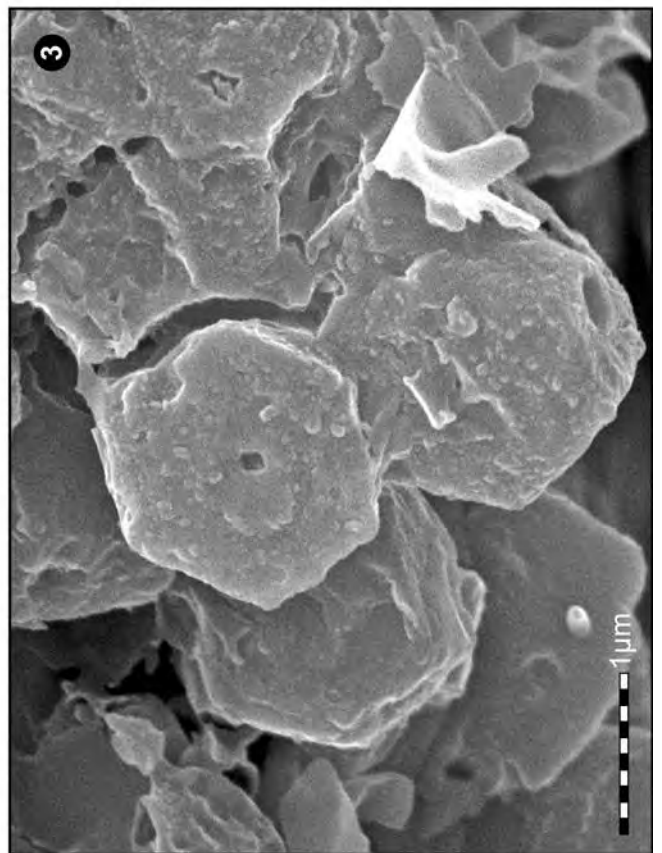
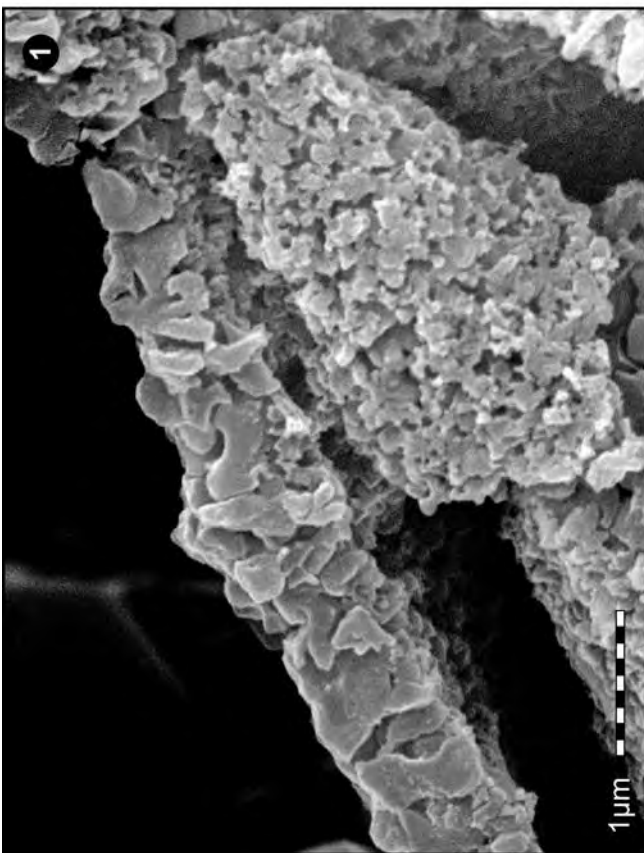
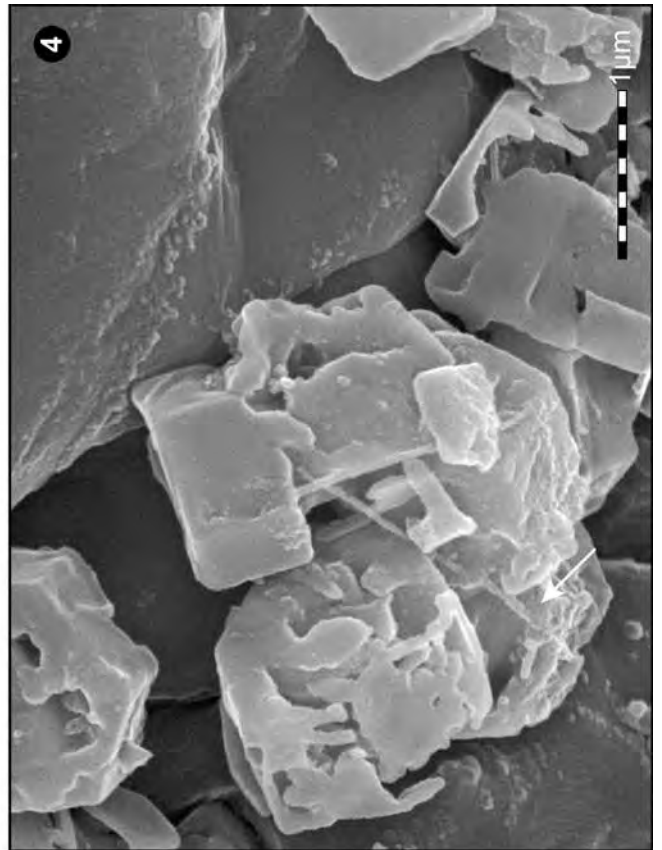
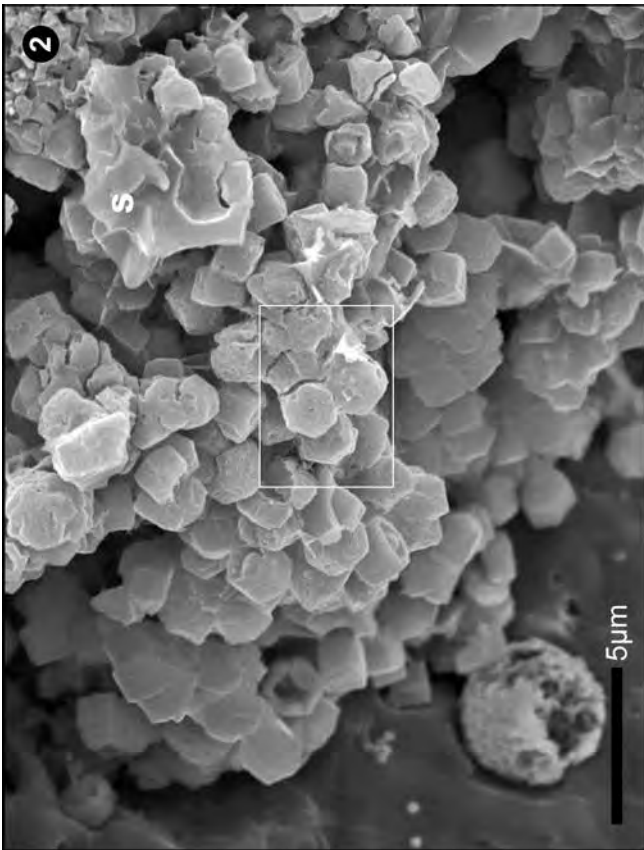


Plate 10

Fig. 1: *Eisenackitina krizi* PARIS & LAUFELD, 1980.

A chitinozoa that is embedded in calcite and surrounded by an accumulation of apatite crystals and amorphous silica.

Box: see Pl. 10, Fig. 2.

Fig. 2: Close-up of Fig. 1 (box).

The surface of the chitinozoa is covered by a thin inorganic coating which reveals loosely and patchy scattered tiny spheres.

Gold cover: thin (30 seconds sputter-time).

Fig. 3: *Eisenackitina krizi* PARIS & LAUFELD, 1980.

This chitinozoa has been obtained by palynological preparation of the rock sample. An – at the low magnification of a light microscope – web-like matter (inside and outside the box) is clinging to it.

Box: see Pl. 10, Fig. 4.

Fig. 4: Close-up of Fig. 3 (box).

The web-like appendage consists of minute spheres. EDX-analyses proved a chemical relationship to the coating of the chitinozoa in situ (Pl. 10, Fig. 2).

Gold cover: moderate thickness.

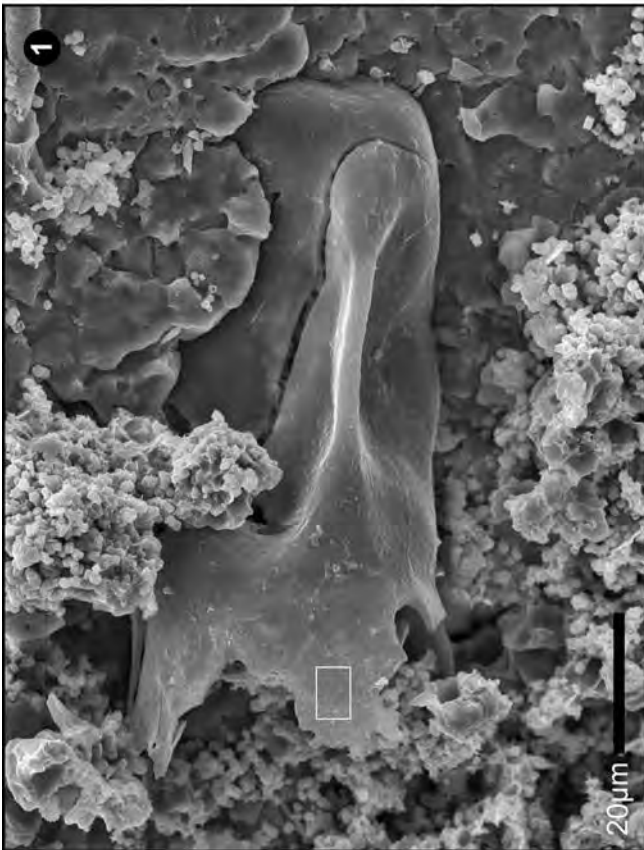
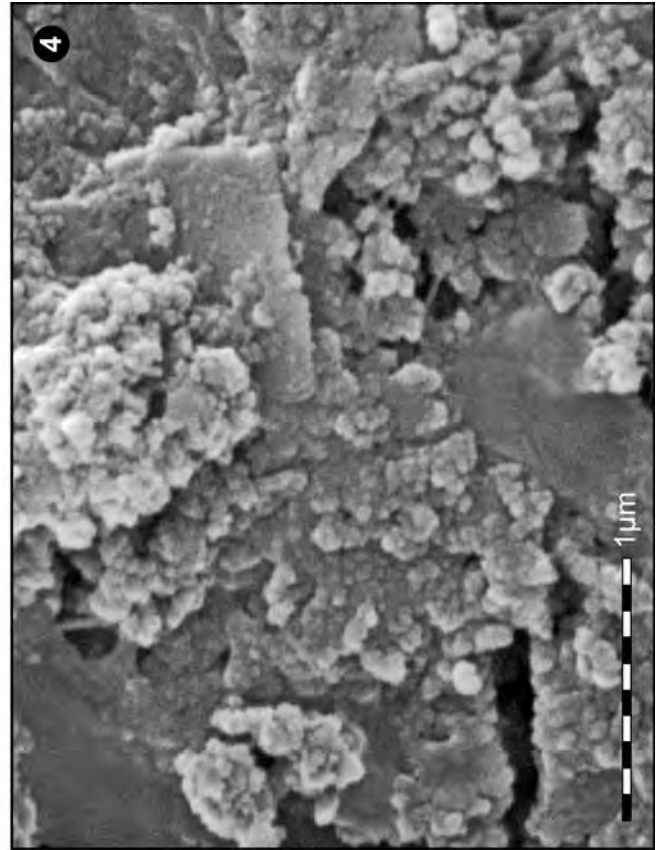
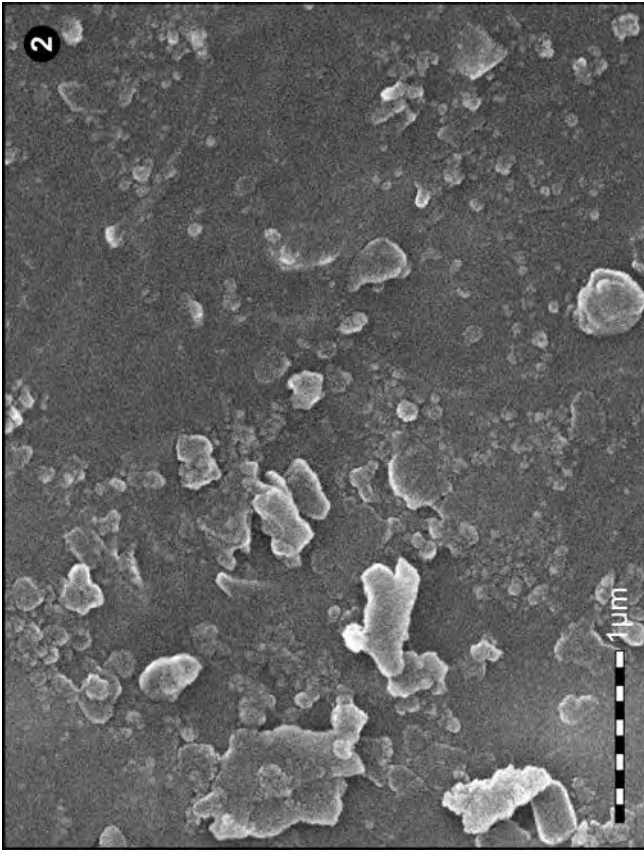


Plate 11

- Fig. 1:** Sheets of minute spheres. They are situated close to large accumulations of apatite crystals on the surface of a limestone sample and are very similar to the accumulation of spherules in Pl. 10, Fig. 4. The bright minerals are apatite grains. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.
- Fig. 2:** Surface of a piece of rock after palynological preparation. The piece of rock has not been completely dissolved during palynological preparation. Minute calcium fluoride beads are present, which frequently coalesce to larger spheres and even form rosary like chains (arrow). The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.
- Fig. 3:** Microbe-like structures. Peculiar structures are formed by minute calcium fluoride beads from a smashed piece of rock, which has not been completely dissolved during palynological preparation. The tiny beads merge to larger spheres; at first with granulate, then with smooth surfaces. Finally the smooth spheres join to pairs, thus imitating cell division. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.
- Fig. 4:** Microbe-like structures. When the coalescence of the calcium fluoride beads in Fig. 3 goes on, the larger spheres fuse to flat colonies of several to many discs with smooth surfaces. The structures are accentuated by the gold cover.
Gold cover: excess gold.

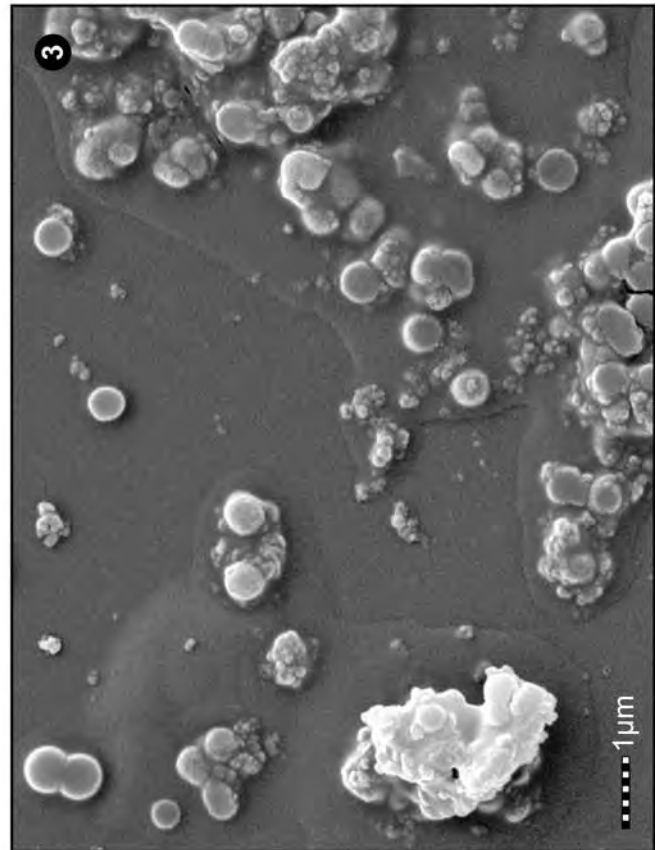
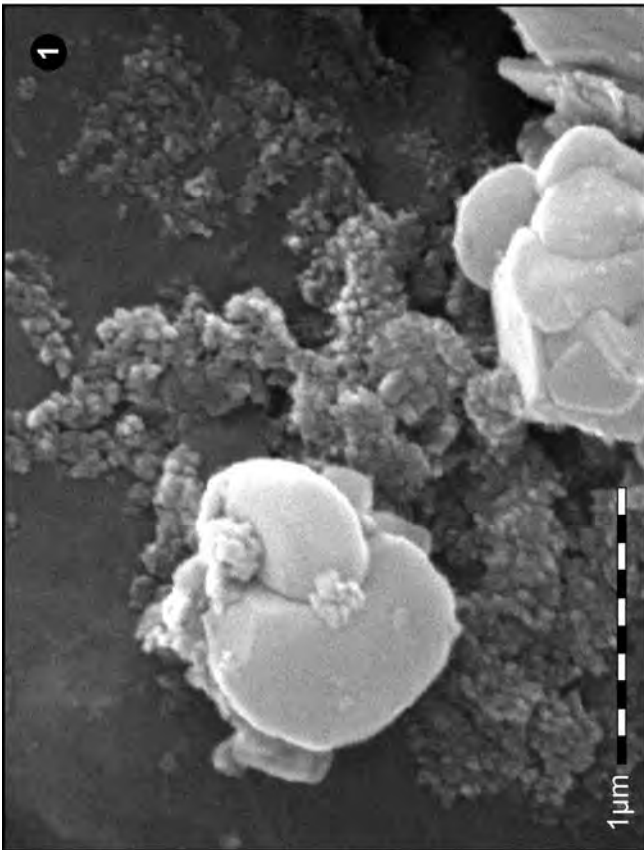
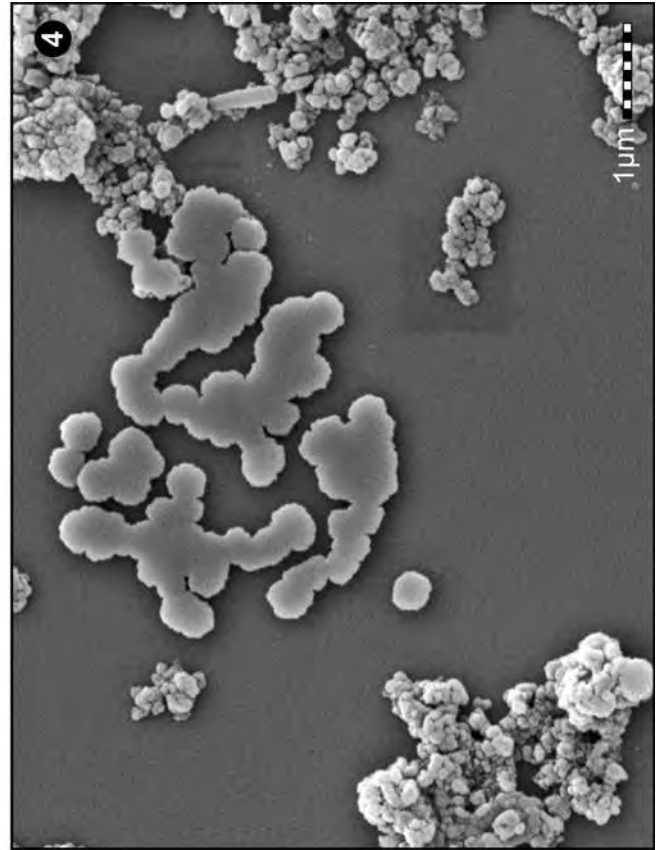
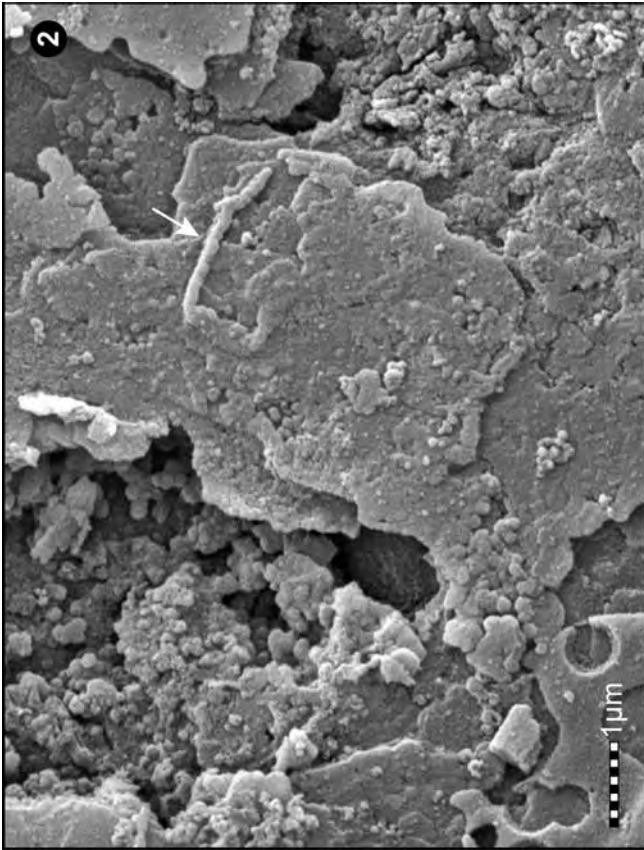


Plate 12

Fig. 1: Accumulation of tiny calcium fluoride spheres.

A smashed piece of rock, which has not been completely dissolved during palynological preparation, consists almost entirely of tiny calcium fluoride spheres. The spheres frequently merge to larger spherical units. The structures are accentuated by the gold cover.

Gold cover: excess of gold.

Fig. 2: Crystals of calcium fluoride.

After 4 hours in 51–54% hydrofluoric acid, pieces of the laminated calcisilite sample were completely covered by small unfinished euhedral crystals of calcium fluoride.

Box: see Pl. 12, Figs. 3, 4.

Fig. 3: Close-up of Fig. 2 (box).

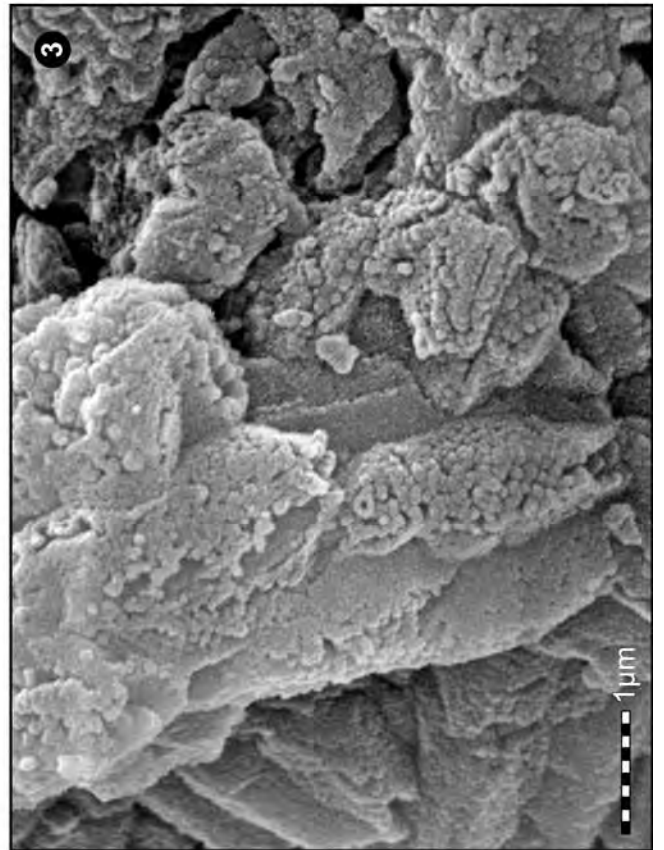
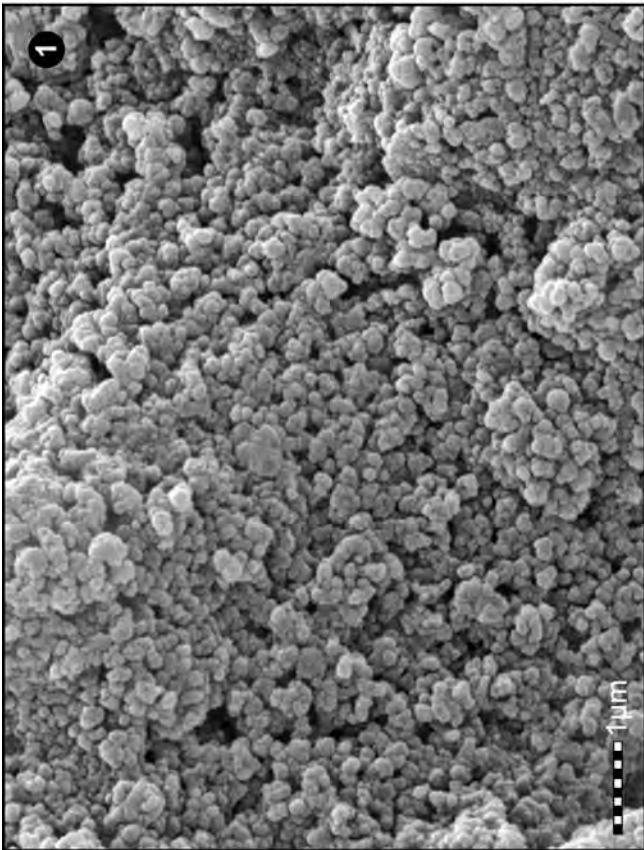
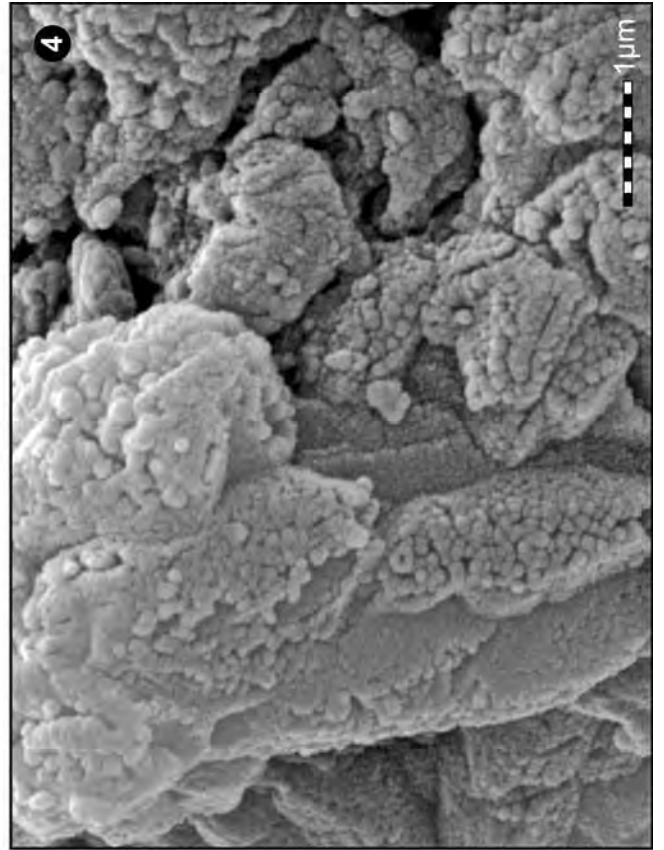
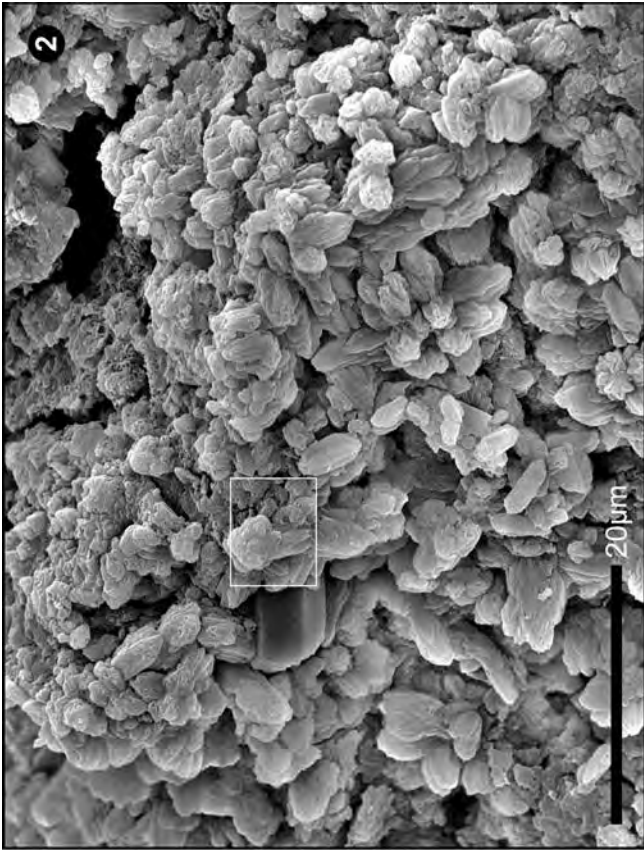
The incomplete calcium fluoride crystals are entirely composed of tiny spheres. They coalesce to thin layers and the layers one by one build up the crystals.

Gold cover: moderate thickness.

Fig. 4: Close-up of Fig. 2 (box).

Same as in Fig. 3, but with a double thickness of gold. Compared to Fig. 3, the sizes of the beads increased, but no new ones were formed. Only already existing structures were accentuated.

Gold cover: excess gold.



Fossil Bacteria in an Upper Silurian Limestone from the Cellon Section (Carnic Alps/Austria)

HELGA PRIEWALDER*

3 Plates

*fossil bacteria
 framboid-like structure
 SEM
 Upper Silurian
 Cellon section*

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 197 Kötschach

Contents

Zusammenfassung 225
 Abstract 225
 Introduction 226
 Material and Methods 226
 Results and Discussions 226
 Conclusions 229
 Acknowledgements 229
 Plates 230
 References 236

Fossile Bakterien in einem obersilurischen Kalk aus dem Cellon-Profil (Karnische Alpen/Österreich)

Zusammenfassung

In einem dunkelgrauen laminierten Kalzisiltit aus dem unteren Pridoli (oberes Silur) der Karnischen Alpen, der im offshore-Bereich eines mäßig tiefen Schelfs abgelagert worden war, enthüllten detaillierte SEM-Untersuchungen das Vorhandensein von Resten fossiler Bakterien. Diese liegen in zwei unterschiedlichen Erhaltungsformen vor: einerseits als kugeliges Aggregat von ca. 1 µm großen hohlen Kugeln mit dünnen Wänden aus Fe-reichem Karbonat, das sich in einer Gasblase oder in der nun nicht mehr vorhandenen kugeligen Schale eines Einzellers gebildet haben dürfte. In den Räumen zwischen aneinandergrenzenden Kugeln treten winzige Glaukonit-Kristalle auf. Andererseits ist dieses Gebilde umgeben von Anhäufungen meist xenomorpher Fluorapatit-Kristalle, von denen einige runde bis ovale Umrisse zeigen und einen Durchmesser von ca. 1 µm aufweisen. Auch sie werden als fossile Bakterien gedeutet, die in Mattenform den Abbau toter organischer Gewebe betrieben. Die Bakterien scheinen während der frühen Diagenese in einem reichlich organische Substanz enthaltenden, anaeroben Environment autolithifiziert worden zu sein. Auffallend ist die enge Nachbarschaft sehr unterschiedlicher Mikroenvironments, in denen die Bakterien aktiv waren.

Abstract

SEM-investigations of a dark grey laminated calcisiltite from the lower Pridoli (upper Silurian) of the Carnic Alps, deposited in an offshore setting of a moderately deep shelf, revealed remains of fossil bacteria. The microbes appear in two forms at a single site: As a spherical aggregate of hollow spheres with diameters of ~ 1 µm and thin walls of Fe-rich carbonate. Within the interspaces of the hollow spheres, tiny glauconite crystals formed. Around this structure, accumulations of anhedronal crystals of fluorapatite occur. Some apatite grains, however, show rounded or ovoid outlines and diameters of about 1 µm, and are thus also interpreted as being the remains of bacteria. The bacteria are presumed to have been autolithified during early diagenesis in an anaerobic environment, where abundant dead organic matter was present and microbial activity was high. The close neighborhood of two completely different microenvironments, in which the bacteria metabolized, is remarkable.

* HELGA PRIEWALDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. helga.priewalder@geologie.ac.at

Introduction

SEM-investigations at high magnifications sometimes lead to astonishing results. In the present case, a dark grey laminated calcisiltite from the upper Silurian of the Cellon section (Karnic Alps, Austria) was subjected to a detailed palaeontological SEM-examination at magnifications of up to 50,000 x. EDX-analyses were also carried out on numerous objects (cf. PRIEWALDER, 2013).

During these studies, a spherical structure that at low magnifications looked like a pyrite-framboid sitting in a hemispherical cavity in the limestone turned out to be an aggregation of hollow spheres with delicate walls of Fe-rich carbonate. This was surrounded by clusters of anhedral fluorapatite crystals that were interspersed by lumps of amorphous quartz. Some apatite grains, however, exhibited circular to ovoid outlines (Pl. 1, Fig. 2).

The spherical casings, as well as the circular apatite granules, are interpreted as remains of lithified microbes as have been previously documented from marine and terrestrial rocks since the Precambrian (LIEBIG, 1998).

A bacterial origin is indicated not only by their morphology but also by the sedimentary environment (anaerobic conditions in sediments with abundant decaying organic matter and high microbial activity), in which the autolithification of the cells could take place.

It is remarkable that the completely different microenvironments in which the microbes were autolithified in different ways and by different mineral phases are situated so close to each other (Pl. 1, Fig. 2).

Material and Methods

The studied sample comes from the upper Silurian of the Cellon section [Pridolian part of the Alticola Limestone: *M. parultimus* graptolite biozone (BRETT et al., 2009); *O. remscheidensis* conodont biozone (HISTON & SCHÖNLAUB, 1999); *U. urna* chitinozoan biozone (PRIEWALDER, 1997, 2000); sample number 149A in PRIEWALDER (1987, 1997, 2000)] in the central Carnic Alps (Carinthia, Austria) (WALLISER, 1964; JAEGER, 1975; PRIEWALDER, 1987, 1997, 2000, 2013, cum lit.; KREUTZER, 1992, 1994; HISTON, 1997; SCHÖNLAUB, 1997; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1997; HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; HISTON et al., 1999; BRETT et al., 2009).

Small pieces of black limestone layers in a dark grey laminated calcisiltite that was deposited in an offshore-setting of a moderately deep shelf with changing hydrodynamic regimes and oxygen contents (HISTON & SCHÖNLAUB, 1999; BRETT et al., 2009; PRIEWALDER, 2013) were subjected to detailed investigations in the SEM and EDX.

The black layers are composed of calcite, fluorapatite, amorphous silica, clay minerals, Fe-oxide framboids, and a few pyrite framboids and idiomorphic pyrite crystals. The fossil content is made up of Chitinozoa and Muellerisphaerida (Pl. 1, Fig. 1; PRIEWALDER, 2013).

For examinations in the SEM and EDX, small pieces of rock were immersed in diluted HCl for 2 minutes, then thoroughly washed in water, dried on a heating plate and coated with gold (**Cressington 108auto**).

The samples were investigated in a SEM (**Tescan – Vega 2 XL**) at magnifications of up to 50,000 x and with an EDX (**Oxford Instruments – INCA 4.15**) at about 20,000 x.

Results and Discussions

The framboid-like aggregate, which rests in a hemispherical depression in the fine-grained limestone, has a diameter of 10 µm and is composed of numerous thin-walled spherical to sub-spherical hollow bodies with diameters of 0.9–1.3 µm. They are tightly packed and appear to form a three-dimensional structure (Pl. 2, Fig. 1). The spherical casings are very thin (0.01 µm or less) and consist of finely granulated matter. Most are broken or deformed and only at a few places, mainly in marginal positions, they are more-or-less completely preserved. At sites where they are destroyed, it is clear that the granulate material of the lower half of the former spherical wall continues into the cavities (Pl. 2, Figs. 1–4). These entities are interpreted as mineral incrustated bacteria.

Within the interstices between the spheres, growth of authigenic minerals occurred, obviously at a time when the casings were still forming. This led to deformation of their initial spherical outlines and to a honeycomb-like appearance of the central part of the framboid-like aggregate (Pl. 2, Fig. 1).

The textural difference between the granular casings and the tiny platy minerals in between is distinct (Pl. 2, Figs. 3–4), as is their chemistry. EDX-analyses of the platy mineral grains showed them to be glauconite. The EDX results of the casings are less easily to interpret. Both, the casings and the mineral grains contain the same elements; the thin walls, however, always show distinctly lower peaks of Al, Si and K, and slightly higher peaks of Ca and Fe. As the walls of the spheres are very thin it seems likely that the EDX-measurements also record the glauconite underneath. Hence the wall material is considered to be Fe-rich carbonate. This is consistent with numerous reports on the calcification of bacteria in the rock record, as well as in laboratory experiments (BRAISSANT et al., 2007; CASTANIER et al., 2000; DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998; GABBOTT, 1998; KNORRE & KRUMBEIN, 2000; KONHAUSER, 1998; LIEBIG, 1998; NOVITSKY, 1981; VAN LITH et al., 2003).

The fine grained material of the spherical casings is restricted to the cavity in the limestone with its framboid-like aggregate (Pl. 1, Fig. 2). Also iron is not present outside the hole.

The spherical aggregate is surrounded by clusters of tiny anhedral crystals of fluorapatite and amorphous lumps of quartz (Pl. 1, Fig. 2). Some apatite-grains, however, show circular to oval outlines. These are interpreted to be either the remains of phosphatised bacteria or the internal moulds of bacteria. Their diameters are between 0.8 and 1.0 µm, a bit smaller than the hollow spheres (Pl. 3, Figs. 1–3).

Both, the abundance of microfossils such as Chitinozoa and Muellerisphaerida (Pl. 1, Fig. 1) and the black colour of the studied sample indicate that a considerable amount of organic matter was present in the mud at the time of sedimentation. Under such conditions, the number of bacteria in the uppermost soft layers of the sediments is very high (SCHIEBER, 2002). Heterotrophic microbes rapidly decompose the organic material of the dead organisms which lived in the water column or on and within the sediment, thus contributing to the creation of an anaerobic depositional environment. Usually bacteria disintegrate after death and are not preserved. Under favourable con-

ditions, however, they can undergo autolithification (GABBOTT, 1998; KONHAUSER, 1998; LIEBIG, 1998; PINHEIRO et al., 2012; POLLASTRO, 1981; SCHIEBER, 2002; SCHIEBER & ARNOTT, 2003). The presence of organic matter is essential for the genesis of apatite, as well as glauconite and Fe-rich carbonates. Only by bacterial degradation of the organic tissues during early diagenesis is the proper anoxic geochemical environment for the precipitation of these minerals generated (GREENSMITH, 1988; KONHAUSER, 1998; MARSHALL & COOK, 1980; MEUNIER, 2005; O'BRIAN et al., 1990).

Microbes appeared in the Precambrian. Over a long period of time they were the only organisms on Earth and today they are ubiquitous. From the beginning, they were involved in the enzymatic decomposition of dead organisms (SCHIEBER, 2002). Modern classification schemes divide the prokaryotes (organisms without nuclei) into Archaea (former Archaeobacteria) and Bacteria (former Eubacteria). Although these groups are not related, it is not possible to distinguish them from each other by their morphology when fossilised (LIEBIG, 1998). Therefore, the terms "microbes" and "bacteria" in this paper include both groups.

The classification of living bacteria is based on their cell structure and metabolism. As they show a very simple morphology (the main forms are cocci, bacilli and filaments) and a pronounced pleomorphism (according to their life conditions they can appear in different shapes and sizes), their shapes are not suitable distinguishing features. Therefore, it is impossible to give a precise taxonomic determination of fossil microbes (LIEBIG, 1998). The sizes of modern bacteria range from 0.15 to 100 μm (DUDA, 2011); mostly, however, they measure 0.5–3 μm with a mean diameter of about 1 μm (FOLK, 1993).

In almost all environments, bacteria are associated with the generation of minerals (CASTANIER et al., 2000; DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998; FOLK & LYNCH, 1997; KONHAUSER, 1998). Both, the Archaea and Bacteria have complex cell walls and some of them also have an outer layer of biofilm (the glycocalix), which are essential for their fossilisation: here, the mineralisation of the cells starts. As the cell walls/glycocalix are negatively charged, due to their chemical composition, metal ions from the surrounding water accumulate on the cell surfaces. These metals, in turn, tie in negative ions, such as carbonate-, phosphate-, silicate-, sulfate- and sulfide-ions (BARKER & HURST, 1992; COSMIDIS et al., 2013; DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998; FOLK & LYNCH, 1997; FOLK & RASBURY, 2007; KONHAUSER, 1998; KONHAUSER & URRUTIA, 1999; LEVILLE & LUI, 2009; LIEBIG, 1998; NOVITSKY, 1981; SALAMA et al., 2013; TOPORSKI et al., 2002; VAN LITH et al., 2003; YEE et al., 2001). Moreover, bacteria are able to change the chemistry of their environment considerably by excretion (KNORRE & KRUMBEIN, 2000; KONHAUSER, 1998).

Thus various mineral phases can become embedded into the cell walls or the glycocalix. At first these form crusts, but, if the mineral precipitation continues, the protoplasm can also become mineralised (LIEBIG, 1998). Permineralisation is another kind of lithification, occurring soon after death; in such cases, the bacteria are preserved as internal moulds (LIEBIG, 1998). Both processes have also been observed under laboratory conditions (KONHAUSER & URRUTIA, 1999; LIEBIG, 1998; TOPORSKI et al., 2002; VAN LITH et al., 2003; YEE et al., 2001). This lithification is not controlled by the bacteria themselves, but is exclusively

a matter of interaction between the cell surface chemistry and the chemistry of the environment (DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998).

The generation of apatite, which in the present sample is very common (Pl. 1, Fig. 1), is often linked to the bacterial decay of organic matter during early diagenesis (DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998; GABBOTT, 1998; LIEBIG, 1998; PINHEIRO et al., 2012). Organic tissues are subjected to rapid enzymatic degradation by bacteria, leading to anoxic environmental conditions in the sediment. In such an environment, authigenic minerals like apatite, pyrite and carbonate may form by chemical reactions of dissolved compounds in the surrounding area (GABBOTT, 1998; LIEBIG, 1998; SCHIEBER & ARNOTT, 2003). Laboratory experiments show that the phosphatisation of bacteria takes place in closed systems and under specific conditions that in nature may be provided by metabolising microbial mats (LIEBIG, 1998). The numerous accumulations of tiny apatite crystals on the bedding planes of the studied sample (Pl. 1, Figs. 1–2; PRIEWALDER, 2013) are interpreted as lithified remains of such microbial mats.

Later, the phosphatised bacteria seem to have been partly or completely dissolved, and subsequently apatite was precipitated again, forming anhedral crystals and probably also irregular overgrowths on apatite microbes. IZOTOV & SITDIKOVA (2008) and SCHIEBER (2002) report observations of bacteria within minerals like pyrite. In the studied sample, only a few remains of the former, presumably numerous, fossil bacteria are present.

The near-by framboid-like aggregates of hollow spheres obviously formed in a special and, at least at the beginning, closed microenvironment of a gas bubble or in the, now gone, sheath of a spherical protozoa. This environment was completely different from the physicochemical conditions in the bacterial mats in the near vicinity. In this restricted habitat, the spherical to sub-spherical bacteria were densely packed, decomposing some organic matter and thus producing anaerobic conditions. Consequently, amorphous Fe-rich carbonate started to precipitate on the cell surfaces (cf. CASTANIER et al., 2000; KNORRE & KRUMBEIN, 2000; KONHAUSER, 1998; VAN LITH et al., 2003).

The supply of nutrients plays a leading role in the relationship between microbes and mineralisation. If there is an enrichment in organic matter, bacterial activity will also be intensified. According to CASTANIER et al. (2000), in such cases the initially generated minerals are amorphous, because at that time the biologic processes dominate over the inherent crystal structures. This is obviously the case for the studied object, with its finely granulated casings. However, amorphous material may subsequently crystallise. The fact that here only thin carbonate walls developed around the microbes instead of complete mineralisation of the cells, may be explained by the assumption that in this minute cavity the required elements were soon depleted (GABBOTT, 1998) and/or that the physio-chemical conditions changed at an early stage.

In most interstices between the hollow spheres, tiny glauconite grains occur (Pl. 2, Figs. 2–4). These could point to a biofilm (EPS: extracellular polymeric substances) that was secreted by the bacteria in the cavity. As biofilms, like the bacterial surfaces, are negatively charged, they can be mineralised too. Relatively high C-peaks in the EDX-spectra may be an indication of this. The mineralisation of EPS

has been described by BRAISSANT et al. (2007); CAVALAZZI et al. (2012); KONHAUSER & URRUTIA (1999); LIEBIG (1998); SALAMA et al. (2013).

Presumably, the thin-walled casings of the bacterial cells were formed at the beginning of the lithification process. The crystallisation of glauconite started later and, when mineral growth continued, the casings in the middle part of the aggregation became slightly compressed. This led to their regular honeycomb-like shape. Common triangular crystallites fit exactly in the voids between adjoining spherical casings (Pl. 2, Fig. 3).

The peculiarity of the environment in this 10 µm wide spherical cavity is indicated by two characteristics. First, the presence of thin granulated spherical casings composed of Fe-rich carbonate which was not observed elsewhere in the sample. Second, the restriction of iron to this small area, as none of the numerous EDX-analyses of the vicinity of the framboid-like aggregate indicated Fe.

Possibly at the time of the assumed dissolution and reprecipitation of apatite, proximal fluids seem to have infiltrated the casings in the lower left of the aggregate (Pl. 2, Figs. 1, 3 arrow), leading to the growth of apatite grains. EDX-analyses from these locations showed that anhedral apatite crystals are covered by a thin Fe-containing granulate layer.

Several papers have documented aggregates of spherical bodies which resemble pyrite-framboids but are made up of small hollow pyritic spheres. GONG et al. (2008) described pyrite-framboids that exclusively occurred in laminated Zoophycos spreiten from the Middle Permian Westley Park Sandstone Member in south-eastern Australia. The aggregates were 6–12 µm in diameter and consisted of numerous tightly packed hollow spheres 0.5–0.8 µm wide. Some of the framboids were covered with thin membranes which gave them an appearance of bacterial colonies encased in biofilm. BAILY et al. (2010), however, inferred that these microbial colonies were pseudofossils. In Californian methane seep carbonates of Pleistocene age, they found framboid-like structures of hollow spheres which were originally made of Fe-sulfides and resembled modern syntrophic archaeal-bacterial consortia. Detailed studies, however, revealed that the casings were the remains of greigite or pyrite crystals which had altered to Fe-oxides and had been formed exclusively by dissolution and reprecipitation processes during early diagenesis. They noted that the straight lines bordering some of the hollow spheres in GONG et al. (2008) were reminiscent of former euhedral crystals and would thus also suggest genesis by dissolution processes. However, these straight lines could also be interpreted as growth of pyrite crystals within microbial cells, as was reported in several papers (cf. SCHIEBER, 2002; FOLK, 2005).

CAVALAZZI et al. (2012) described Fe-rich framboids with diameters of about 7 µm in Middle Devonian hydrocarbon-seep carbonates of the Anti-Atlas (Morocco). The hollow spheres were 0.5–0.7 µm wide, showed an irregular morphology and a disordered arrangement within the aggregates. These characteristics distinguished them from framboids which had been synthesised abiotically and exhibited euhedral crystallites in a regular arrangement. According to CAVALAZZI et al. (2012), further evidences for a

biogenic origin of the hollow spheres was the common occurrence of organic matter in the rocks and an environment consistent with the identified chemical and biological processes.

The framboid-like aggregation of spherical casings documented here differs in some significant aspects from the above presented pyrite and Fe-rich framboids with hollow spheres:

- *Different morphology.* The thin-walled tightly-packed hollow spheres are made up of finely granulated material, which presumably was originally amorphous (Pl. 2, Figs. 2–4). Later, tiny crystallites with smooth faces and straight edges grew in the interstices between adjacent spheres (Pl. 2, Figs. 2–4), which led to a slight compression of the casings and the formation of a honeycomb-like pattern (Pl. 2, Fig. 1); triangular crystallites fit perfectly into the triangular interstices between adjacent casings (Pl. 2, Figs. 3–4).
- *Different chemistry.* The spherical granulate casings are composed of Fe-rich carbonate, the smooth crystals in between are glauconite.

In summary there are several reasons that confirm a biogenic origin for the spherical casings in the described framboid-like structure:

- The objection of BAILY et al. (2010) that aggregates of hollow spheres may be generated abiotically by dissolution and reprecipitation, does not apply to the here presented casings. All the spheres are of about the same size and shape and show delicate and finely granulated walls of homogeneous thickness. This is not consistent with dissolution and reprecipitation. Furthermore, the other framboids in the sample show no evidence of dissolution leading to the generation of hollow crystallites (Pl. 3, Fig. 4).
- The generation of Fe-rich carbonate crusts around bacteria cells is well established (CASTANIER et al., 2000; KNORRE & KRUMBEIN, 2000; KONHAUSER, 1998; VAN LITH et al., 2003).
- Remains of bacteria are also present in the surroundings of the framboid-like structure which points to strong bacterial activity in the sediment.
- Microbially controlled mineral precipitation occurred in microenvironments like a spherical cavity or bacterial mats, which degraded the organic matter (the clusters of apatite crystals are considered as their lithified remains). The existence of such microenvironments was noted in several papers (DOUGLAS & BEVERIDGE, 1998; LIEBIG, 1998; MEUNIER, 2005).
- The environments postulated here for the autolithification of the bacteria are similar to previously reported examples: The presence of abundant organic matter, which was decomposed by bacteria, led to anaerobic conditions, where, depending on the microenvironment, the precipitation of apatite, Fe-rich carbonate and glauconite could take place (GABBOTT, 1998; GREENSMITH, 1988; KONHAUSER, 1998; LIEBIG, 1998; MARSHALL & COOK, 1980; MEUNIER, 2005; O'BRIAN et al., 1990; PINHEIRO et al., 2012; SCHIEBER, 2002; SCHIEBER & ARNOTT, 2003).

Conclusions

The framboid-like aggregate of thin-walled hollow spheres is interpreted to be fossilised microbial colony, the metabolism and mineralisation of which took place in a micro-environment of a gas bubble around organic matter or in the spherical sheath of a protozoa. The common clusters of apatite crystals on the bedding planes of the studied sample, however, point to fossil bacterial mats that decomposed the dead organic matter that had either sunk to the sea floor or formerly lived in the sediment. All these

processes took place during early diagenesis, in the uppermost layers of mud, not far from the water/sediment-interface, and in an anaerobic environment.

The lithification of bacterial remains from the upper Silurian appears to have been a matter of chance; notably the preservation of the delicate casings in the framboid-like structure. Despite further SEM-examination of the sample, fossil microbes were observed only at the one site.

Acknowledgements

To Inge WIMMER-FREY (Geological Survey of Austria, Vienna), I am indebted for her discussions on the EDX-analysis and the mineralogical composition of the studied objects. I also want to thank Ilka WÜNSCHE (Geological Survey of

Austria, Vienna) for arranging the plates and Alexander Hugh RICE (Center for Earth Science, University of Vienna) for revising the English text.

Plate 1

- Fig. 1: Overview of the bedding plane of a piece of black layer of a laminated dark grey calcisiltite.
The fossil at the left is a Chitinozoa (*Eisenackitina krizi* PARIS & LAUFELD, 1980), embedded in black limestone; to its right, a fragment of a Muellersphaerida shell is present. The bright clusters in the upper right and lower left corner are accumulations of tiny fluorapatite crystals.
Note: This photograph comes from a different piece of black layer than the others presented here, but from the same sample (same piece of limestone as in Pl. 3, Fig. 4).
- Fig. 2: Overview of the surroundings of a framboid-like aggregation of hollow spheres.
The framboid-like aggregate is sitting in a hemispherical cavity in the limestone.
To the upper left and lower right, it is surrounded by accumulations of fluorapatite crystals, some of which still showing circular to sub-circular outlines. On and within the apatite clusters, lumps of amorphous quartz are present.

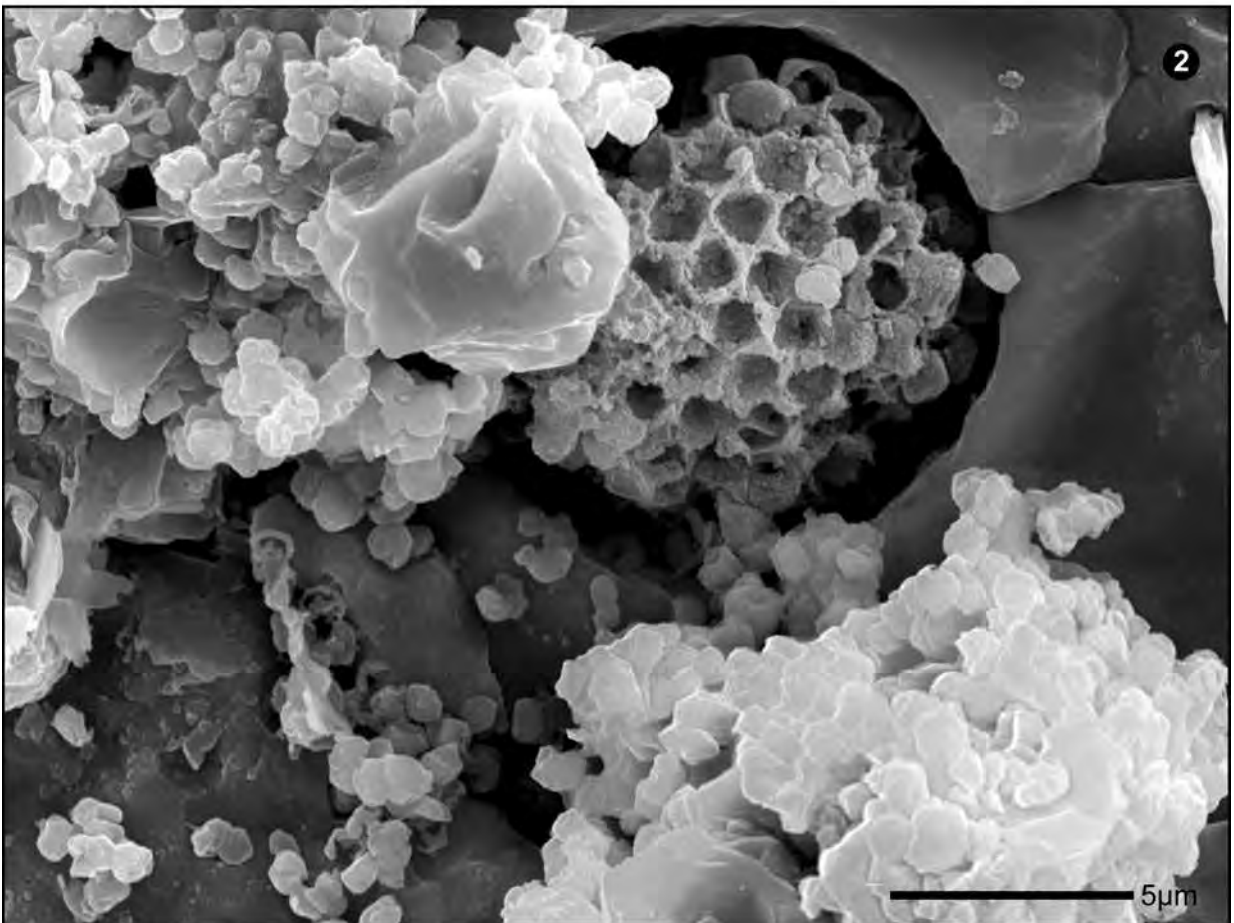
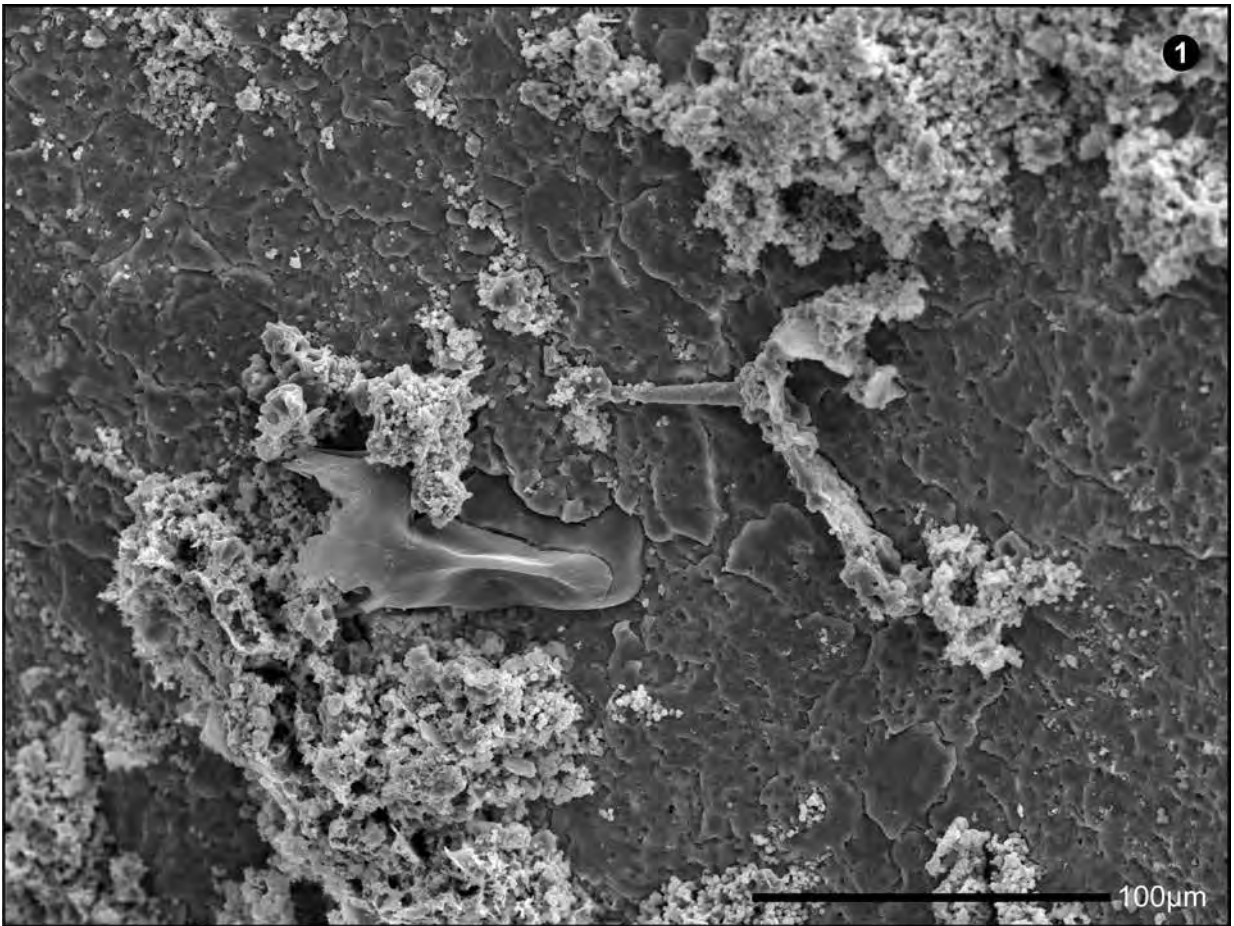


Plate 2

Fig. 1: Overview of a framboïd-like aggregation of hollow spheres.

Most of the thin walled spheres of Fe-rich carbonate, which are considered as casings around former bacterial cells, are destroyed; only a few in marginal positions are more or less well preserved. In most interstices between adjoining spheres, glauconite crystals formed. Where they are very small or missing, the outlines of the impressions are still almost circular. However, where they are a little larger, as for example in the centre of the aggregate, the mineral growth has formed a honeycomb-like pattern.

Figs. 2-4: Details of Fig. 1.

Fig. 2 (top right in the framboïd-like aggregate):

The sub-spherical casings are broken, their walls are finely granulated, very thin and of uniform thickness. The broken specimens show very well that the lower halves of the casings are still sticking in the hemispherical impressions. The interstices are mostly infilled with tiny crystallites of glauconite. Where they are very small or missing, sub-circular outlines still exist.

Fig. 3 (down left in the framboïd-like aggregate):

The lower halves of the broken spherical casings still remain in the cavities; the glauconite crystals here are more distinctly developed. They often have triangular shapes with acute edges that fit into the interstices between three adjacent spheres. At the left margin, a few anhedral apatite crystals are covered by thin granulate casings (arrow).

Fig. 4 (down right in the framboïd-like aggregate):

Some of the casings here are almost completely preserved or only slightly deformed. The different development of the glauconite crystals in size and shape is clearly visible, varying from tiny platelets at the left to more robust ones at the right.

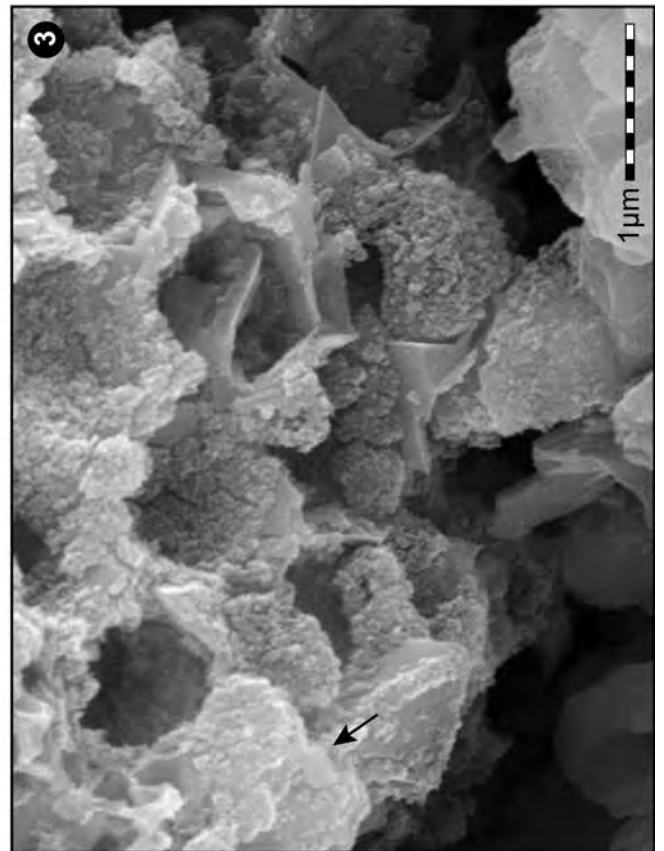
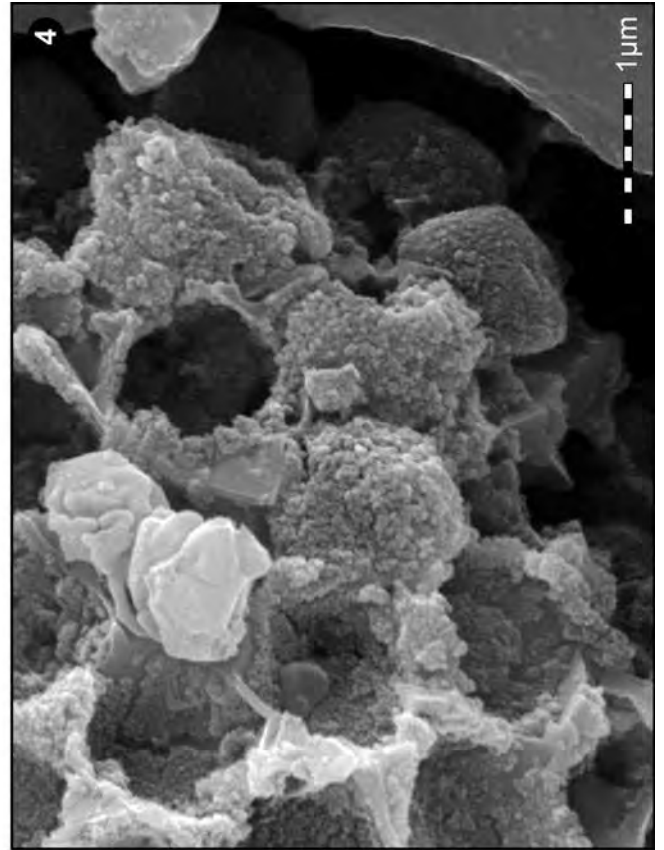
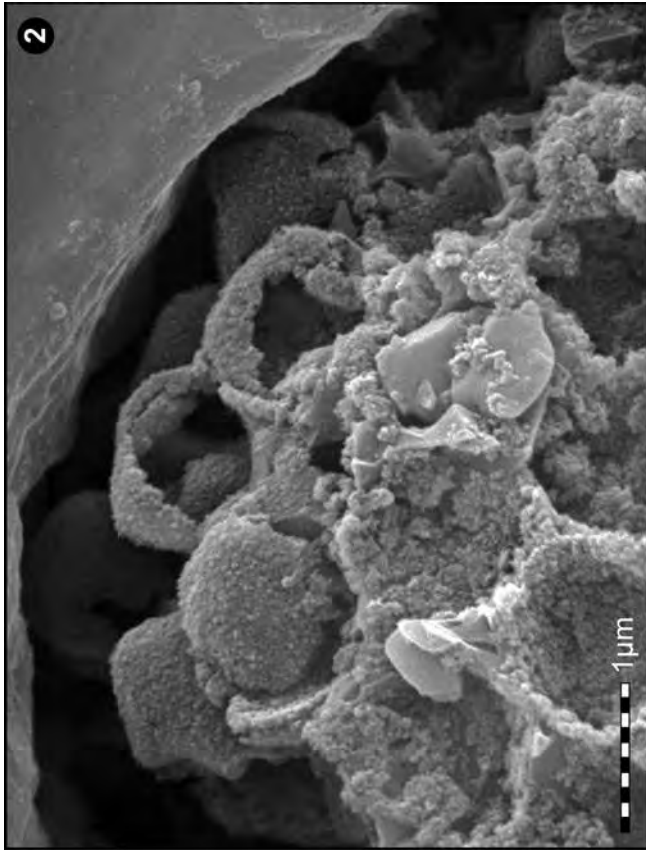


Plate 3

Figs. 1–3: Accumulations of fluorapatite grains (cf. Pl. 1, Fig. 2).

Fig. 1: Some of the grains have rounded outlines (arrows) and are interpreted as remains of internal casts of bacteria.

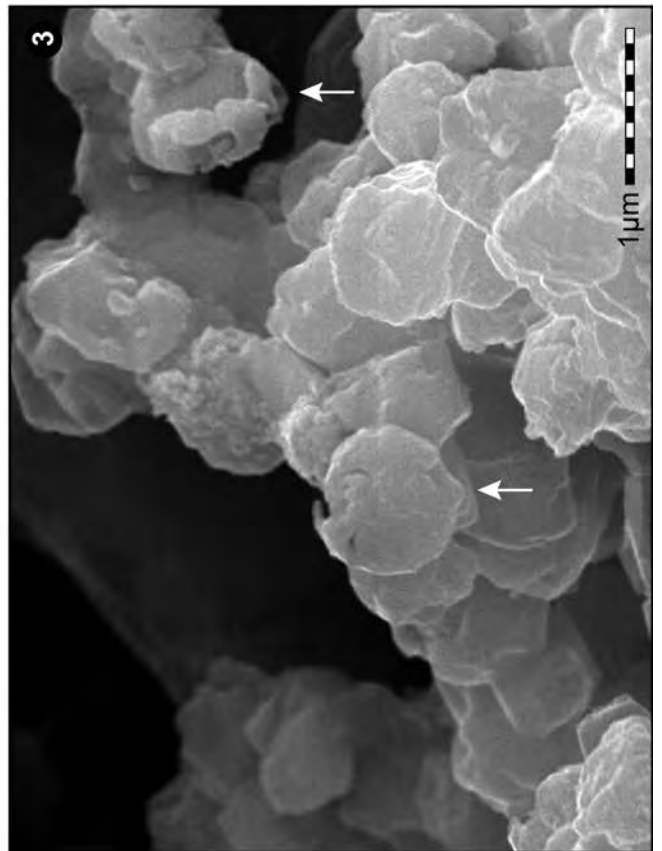
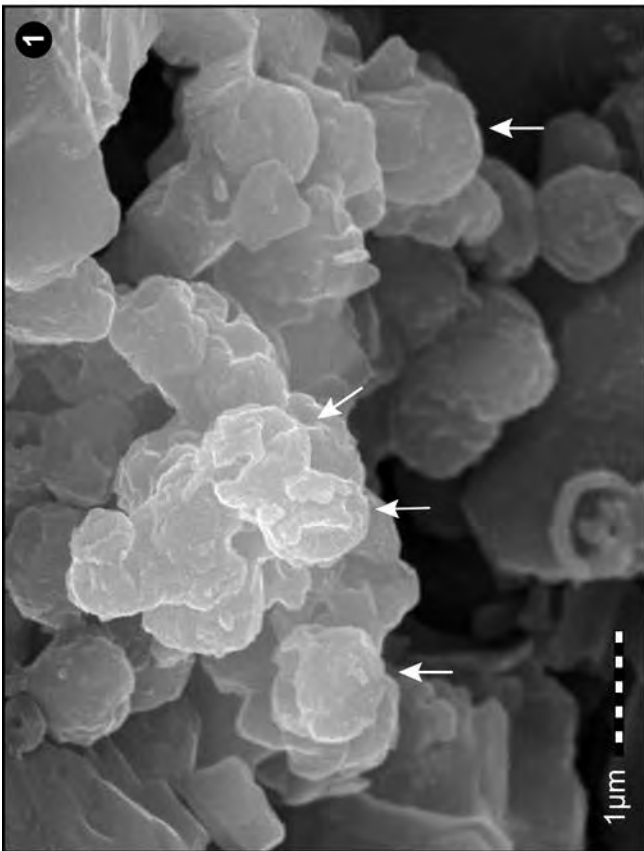
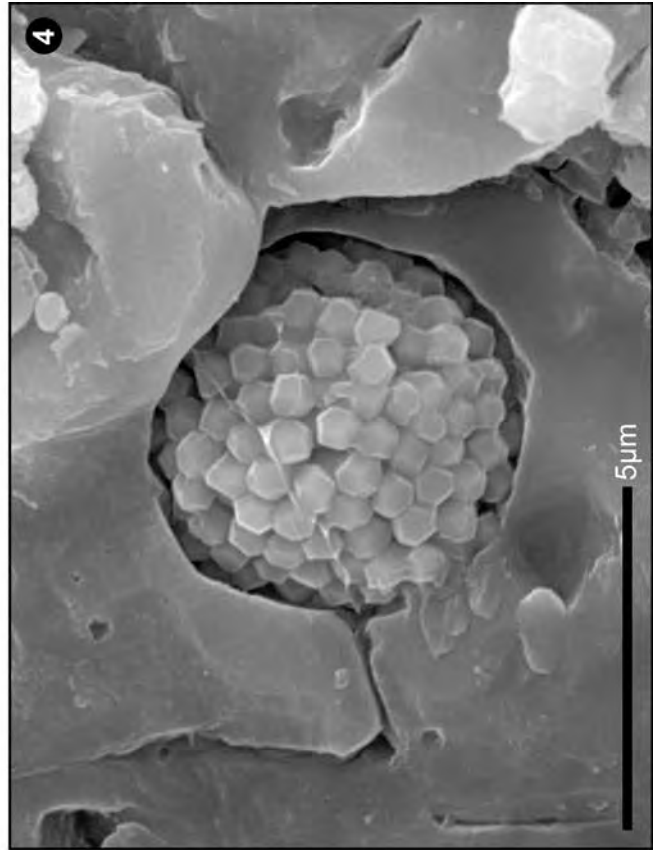
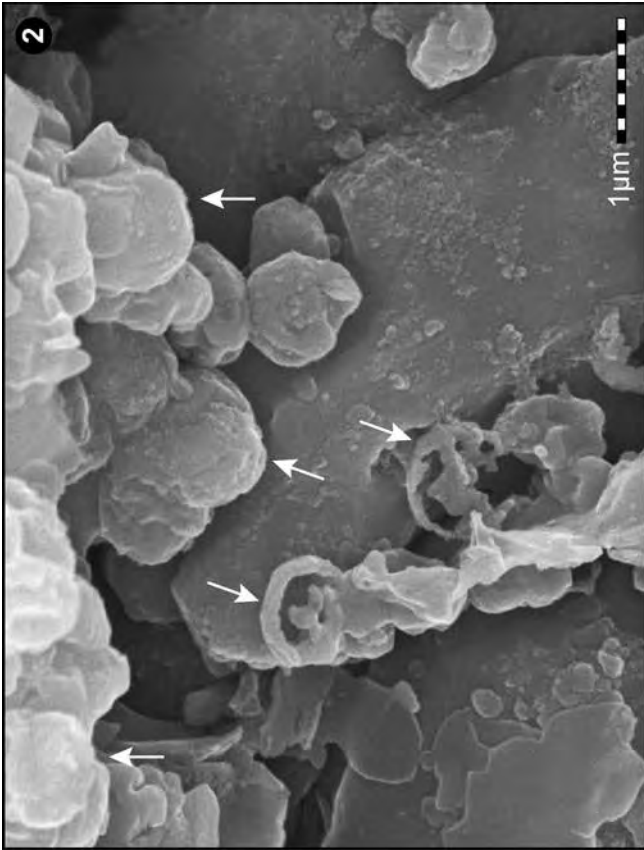
Fig. 2: Some of the internal moulds show considerable signs of dissolution.

Fig. 3: Most of the grains are anhedral apatite crystals, but some of them have circular to ovoid outlines (arrows).

Fig. 4: Overview of a pyrite-framboid.

The framboid is – like the aggregation of hollow spheres – sitting in a cavity in the limestone, but here the crystallites are idiomorphic and their sizes and shapes vary. Their arrangement is irregular.

Note: This photograph comes from a different piece of black layer than the others presented here, but from the same sample (same piece of limestone as in Pl. 1, Fig. 1).



References

- BAILY, J.V., RAUB, T.D., MECKLER, A.N., HARRISON, B.K., RAUB, T.M.D., GREEN, A.M. & ORPHAN, V.J. (2010): Pseudofossils in relict methane seep carbonates resemble endemic microbial consortia. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **285**, 131–142, 7 Figs., Amsterdam.
- BARKER, W.W. & HURST, V.J. (1992): Bacterial trace fossils in Eocene kaolin of the Huber Formation of Georgia: *phylloiderma microsphaeroides*, *n.ichnogen.*, *n.ichnosp.* – *Ichnos*, **2**, 55–60, Newark.
- BRAISSANT, O., DECHO, A.W., DUPRAZ, C., GLUNK, C., PRZEKOP, K.M. & VISSCHER, P.T. (2007): Exopolymeric substances of sulfate-reducing bacteria: Interactions with calcium at alkaline pH and implication for formation of carbonate minerals. – *Geobiology*, **5**, 401–411, Oxford.
- BRETT, C.E., FERRETTI, A., HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Silurian sequence stratigraphy of the Carnic Alps, Austria. – *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **279**, 1–28, 19 Figs., Amsterdam.
- CASTANIER, S., LE MÉTAYER-LEVREL, G. & PERTHUISOT, J.P. (2000): Bacterial Roles in the Precipitation of Carbonate Minerals. – In: RIDING, R.E. & AWRAMIK, S.M. (Eds.): *Microbial Sediments*, 32–39, 7 Figs., Berlin–Heidelberg (Springer).
- CAVALAZZI, B., BARBIERI, R., CADY, S.L., GEORGE, A.D., GENNARO, S., WESTALL, F., LUI, A., CANTERI, R., ROSSI, A.P., ORI, G.G. & TAJ-EDDINE, K. (2012): Iron-framboids in the hydrocarbon-related Middle Devonian Hollard Mound of the Anti-Atlas mountain range in Morocco: Evidence of potential microbial biosignatures. – *Sedimentary Geology*, **263/264**, 183–193, 11 Figs., 2 Pls., Amsterdam.
- COSMIDIS, J., BENZERARA, K., GHEERBRANT, E., ESTÈVE, I., BOUYA, B. & AMAGHZAZ, M. (2013): Nanometer-scale characterisation of exceptionally preserved bacterial fossils in Paleocene phosphorite from Ouled Abdoun (Morocco). – *Geobiology*, **11**, 139–153, Oxford.
- DOUGLAS, S. & BEVERIDGE, T.J. (1998): Mineral formation by bacteria in natural microbial communities. – *FEMS Microbiology Ecology*, **26**, 79–88.
- DUDA, V.I. (2011): Ultramicrobacteria. – eLS, 38 pp., 6 Figs.
- FOLK, R.L. (1993): SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks. – *J. Sediment. Petrol.*, **63/5**, 990–999, 23 Figs., Lawrence, KS.
- FOLK, R.L. (2005): Nanobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence. – *J. Earth Syst. Sci.*, **114/3**, 369–374, 12 Figs., Bangalore.
- FOLK, R.L. & LYNCH, F.L. (1997): The possible role of nanobacteria (dwarf bacteria) in clay-mineral diagenesis and the importance of careful sample preparation in high-magnification SEM studies. – *J. Sediment. Res.*, **67/3**, 583–589, 8 Figs., Tulsa, OK.
- FOLK, R.L. & RASBURY, E.T. (2007): Nanostructure of palygorskite/sepiolite in Texas caliche: possible bacterial origin. – *Carbonates and Evaporites*, **22/2**, 113–122, 9 Figs., Cham, Switzerland.
- GABBOTT, S.E. (1998): Taphonomy of the Ordovician Soom Shale Lagerstätte: An Example of Soft Tissue Preservation in Clay Minerals. – *Palaeontology*, **41/4**, 631–667, 8 Figs., 4 Tabs., London.
- GONG, Y.-M., SHI, G.R., WELDON, E.A., DU, Y.-S. & XU, R. (2008): Pyrite framboids interpreted as microbial colonies within the Permian *Zoophycos* spreiten from southeastern Australia. – *Geol. Mag.*, **145**, 95–103, 5 Figs., 2 Tabs., Cambridge.
- GREENSMITH, J.T. (1988): *Petrology of the Sedimentary Rocks* (6th edition). – 262 pp., Amsterdam (Springer).
- HISTON, K. (1997): Cellon Section. Cephalopod Limestones. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 92–99, 3 Figs., Vienna.
- HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Taphonomy, Palaeoecology 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 Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota*. – *Abh. Geol. B.-A.*, **54**, 259–274, 18 Figs., Vienna.
- 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*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **47**, 46–54, Figs. 2–5, Vienna.
- IZOTOV, P. & SITDIKOVA, L. (2008): Bacterial forms of pyrite in clayey oil reservoirs in the northern regions of the West Siberian Province. – *Geophysical Research Abstracts*, **10**, EGU2008-A-04616.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). Ein Beitrag zur Gleichsetzung der Conodonten- und Graptolithenzonen des Silurs. – *Carinthia II*, **85**, 111–126, 5 Figs., 2 Pls., 1 Tab., Klagenfurt.
- KNORRE, H. V. & KRUMBEIN, W.E. (2000): Bacterial Calcification. – In: RIDING, R.E. & AWRAMIK, S.M. (Eds.): *Microbial Sediments*, 25–31, 3 Figs., Berlin–Heidelberg (Springer).
- KONHAUSER, K.O. (1998): Diversity of bacterial iron mineralisation. – *Earth-Science Reviews*, **43/3–4**, 91–121, Amsterdam.
- KONHAUSER, K.O. & URRUTIA, M.M. (1999): Bacterial clay authigenesis: a common biogeochemical process. – *Chem. Geol.*, **161/4**, 399–413, Amsterdam.
- KREUTZER, L.H. (1992): Photo-Atlas of the Variscan Carbonate Sequences in the Carnic Alps (Austria/Italy). – *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 129 pp., 9 Figs., 46 Pls., 3 Tabs., Vienna.
- KREUTZER, L.H. (1994): Cellon Section. Facial differentiation and bathymetric environment. – In: SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (Eds.): *IUGS Subcomm. Silurian Stratigraphy, Field Meeting 1994*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **30**, 85–88, Vienna.
- KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1997): Cellon Section. The depositional environment. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 99–106, Vienna.
- LEVEILLE, R.J. & LUI, S. (2009): Fossilization of Iron-Oxidizing Bacteria at Hydrothermal Vents: a Useful Biosignature on Mars? – *AGU Spring Meeting Abstracts*, **1**, 7, Cambridge.
- LIEBIG, K. (1998): Fossil Microorganisms from the Eocene Messel Oil Shale of Southern Hesse, Germany. – *Kaupia*, **7**, 1–95, 8 Figs., 21 Pls., Darmstadt.
- MARSHALL, J.F. & COOK, P.J. (1980): Petrology of iron- and phosphorus-rich nodules from the E Australian continental shelf. – *J. Geol. Soc. London*, **137**, 765–771, 3 Figs., London.
- MEUNIER, A. (2005): *Clays*. – 472 pp., 262 Figs., Berlin (Springer).
- NOVITSKY, J.A. (1981): Calcium carbonate precipitation by marine bacteria. – *Geomicrobiology J.*, **2/4**, 375–388, London.
- O'BRIAN, G.W., MILNES, A.R., VEEH, H.H., HEGGIE, D.T., RIGGS, S.R., CULLEN, D.J., MARSHALL, J.F. & COOK, P.J. (1990): Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for apatite-glaucinite association on the East Australian continental margin. – *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, **52**, 61–86, 10 Figs., London.
- PINHEIRO, F.L., HORN, B.L.D., SCHULTZ, C.L., DE ANDRADE, J.A.F.G. & SUCERQUIA, P.A. (2012): Fossilized bacteria in a Cretaceous pterosaur headcrest. – *Lethaia*, **45/4**, 495–499, Oslo.
- POLLASTRO, R.M. (1981): Authigenic Kaolinite and Associated Pyrite in Chalk of the Cretaceous Niobrara Formation, Eastern Colorado. – *J. Sedim. Res.*, **51/2**, 553–562, Lawrence, KS.

- PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profiles, Karnische Alpen, Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **40**, 121 pp., 39 Figs., 24 Pls., Vienna.
- 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. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 74–85, 1 Fig., Vienna.
- PRIEWALDER, H. (2000): Die stratigraphische Verbreitung der Chitinozoen im Abschnitt Caradoc-Lochkovium des Cellon-Profiles, Karnische Alpen (Kärnten, Österreich) – Ein vorläufiger Bericht. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **91** (1998), 17–29, 2 Figs., 3 Pls., Vienna.
- PRIEWALDER, H. (2013): Nannobacteria-like particles in an upper Silurian Limestone from the Carnic Alps (Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **153**/1-4, 191–224, Vienna.
- SALAMA, W., EL AREF, M.M. & GAUPP, R. (2013): Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion - an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. – *Geobiology*, **11**, 15–28, 10 Figs., Oxford.
- SCHIEBER, J. (2002): Sedimentary Pyrit: A Window into the Microbial Past. – *Geology*, **30**, 531–534, 4 Figs., Boulder, CO.
- SCHIEBER, J. & ARNOTT, H.J. (2003): Nannobacteria as a by-product of enzyme-driven tissue decay. – *Geology*, **32**/8, 717–720, 3 Figs., 1 Tab., Boulder, CO.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1997): Cellon Section. Lithology, Paleontology and Stratigraphy. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook. – *Ber. Geol. B.-A.*, **40**, 87–92, 1 Fig., Vienna.
- TOPORSKI, J.K.W., STEELE, A., WESTALL, F., THOMAS-KEPRTA, K.L. & MCKAY, D.S. (2002): The simulated silicification of bacteria – New clues to the modes and timing of bacterial preservation and implications for the search for extraterrestrial microfossils. – *Astrobiology*, **2**/1, 1–26, New York.
- VAN LITH, Y., WARTHMAN, R., VASCONCELOS, C. & MCKENZIE, J.A. (2003): Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation. – *Sedimentology*, **50**/2, 237–245, Oxford.
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – *Abh. Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.*, **41**, 106 pp., 10 Figs., 32 Pls., 2 Tabs., Wiesbaden.
- YEE, N., PHOENIX, V.R., KONHAUSER, K.O. & BENNING, L.G. (2001): The Effect of Bacterial Surfaces on Silica Precipitation. – *AGU Fall Meeting Abstracts*, **1**, 126.

Received: 16. October 2013, Accepted: 15. November 2013

The XXIst Century Edition of the “New studies on Triassic Siphoneae verticillatae, by Julius von PIA”

BRUNO GRANIER¹, ALEXANDRE LETHIERS² & NESTOR J. SANDER³

24 Text-Figures, 8 Tables, 7 Plates

Algae
Dasycladales
Triassic
Stratigraphy
Taxonomy
Phylogeny

Contents

Zusammenfassung 240
 Abstract 240
 Preface 240
 Acknowledgements 240
 References 240
 New studies on Triassic Siphoneae verticillatae by Julius v. Pia 241
 I. Anatomy 242
 1. General pattern of construction of the Diploporids 242
 2. Ontogeny 242
 3. The main axis 242
 4. The verticillated branches 242
 5. The calcareous skeleton 244
 6. The general structure of the Diploporids 244
 II. Systematics 245
 A. Descriptive section 245
Macroporella nov. gen. 245
Gyroporella GÜMBEL emend. BENECKE 248
Teutloporella nov. gen. 249
Oligoporella nov. gen. 254
Physoporella STEINMANN 256
Kantia nov. gen. 259
Diplopora SCHAFHÄUTL 260
 B. Phylogenetic section 263
 1. General principles 263
 2. Adaptive series 264
 3. Phylogenetic system of the Diploporidae 264
 4. Place of the Diploporidae in the Order Siphoneae verticillatae 266
 III. Geology 268
 1. Vertical distribution 268
 2. Horizontal distribution 268
 IV. Literature 270
 1. Bibliography 270
 2. Remarks about the more important works 273
 Table of dimensions 280
 Plates 284
 Closing remarks 300

1 BRUNO GRANIER: Department of Ecology and Evolutionary Biology, University of Kansas, 1200 Sunnyside Avenue, Lawrence, Kansas 66045, USA. bgranier@ku.edu
 2 ALEXANDRE LETHIERS: ISTeP, tour 56-66, 5ème étage, Case 117, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France.
 3 † NESTOR J. SANDER (1914-2012): Modesto, CA, USA.

Die 21. Jahrhundert Edition von Julius von PIA's „Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae“

Zusammenfassung

Zum 100. Jahrestag von Julius von PIA's 1912 erschienener Arbeit „Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae“ wird eine leicht modifizierte, grafisch verbesserte englische Version der ursprünglichen Arbeit von Pia vorgestellt, die auf einer elektronischen Edition, die 2013 online zur Verfügung gestellt wurde, basiert (GRANIER & SANDER, 2013).

Die Herausgabe der Arbeit, Bearbeitung der Mikro- und 2D-Grafiken stammen von BRUNO GRANIER. Für die 3D-Grafiken ist ALEXANDRE LETHIERS verantwortlich, die englische Übersetzung stammt von NESTOR J. SANDER (GRANIER, 2012). Die ursprünglichen 24 Abbildungen und sieben Tafeln [II-VIII] wurden in 125 Einzelmikrofotografien und 61 Abbildungen (einschließlich zweiundvierzig 3D-Zeichnungen) umgewandelt.

Abstract

For the 100th anniversary of Julius von PIA's 1912 memoir entitled “Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae” a slightly modified, graphically improved English version of the original work by Pia is presented based on an electronic edition that was made available online earlier this year (GRANIER & SANDER, 2013).

The editing, photomicrographs and 2D artwork were due to BRUNO GRANIER, the 3D artwork to ALEXANDRE LETHIERS and the English translation to the late NESTOR J. SANDER (GRANIER, 2012). The original twenty-four text-figures and seven plates [II-VIII] were converted into one hundred and twenty-five discrete photomicrographs and sixty-one figures (including forty-two 3D drawings).

Preface

This manuscript does not meet the editorial requirements of «Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt». Since this is an English translation of the original work by PIA (1912) the aim is to maintain the original structure of the manuscript. The original text of PIA starts on page 241.

Since PIA's illustrations at the plates were hand drawings, this translation has photomicrographs of the original thin sections which are kept in the Museum of Natural History in Vienna, made by Bruno GRANIER.

Another improvement concerns the drawings of reconstructions in PIA (1912). Originally PIA made drawings showing 2D vertical sections of the algae with some calcification. In this work every figure of PIA is presented in two 3D views giving a better idea of the calcification and the shape of the algae. PIA's original work, as well as this work, are available as PDF in the catalogue of the Geological Survey of Austria (<http://opac.geologie.ac.at>). The online version of this work shows the 3D figures as animated videos.

Some additional comments have been added in square brackets, in particular the additional information of localities that are mentioned in the «Areal distribution and range» sections by PIA (1912).

Figures in the plates have been grouped differently to the original work by Pia due to the smaller paper size of the «Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt» in relation to the original article by PIA (1912).

Acknowledgements

This research received support from the SYNTHESYS Project (<http://www.synthesys.info>) which is financed by European Community Research Infrastructure Action under the FP6 «Structuring the European Research Area» Programme. The first author thanks the Naturhistorisches Museum Wien – Natural History Museum Vienna (Austria), the Department of Geology and Palaeontology, Mathias HARZHAUSER (Head of Department), Andreas KROH, Alexander LUKENEDER, Oleg MANDIC, Fred RÖGL and their colleagues for their hospitality. We also thank both, Thomas HOFMANN and Christoph JANDA of the Geological Survey of Austria, Vienna (Austria), for having encouraged and supported the project of this paper-printed edition. This publication is a contribution to the PETRALGA Project (<http://paleopolis.rediris.es/petralga>).

References

- GRANIER, B. & SANDER, N.J. (2013): The XXIst Century (the 100th Anniversary) Edition of the «New studies on Triassic Siphoneae verticillatae» by Julius von PIA. – Carnets de Géologie [Notebooks on Geology], Brest, Book 2013/01 (CG2013_B01), 108 p. (http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2013_B01/index.html)
- GRANIER, B. (2012): Nestor J. SANDER. – Carnets de Géologie [Notebooks on Geology], Brest, Obituary Notice, p. 49-51. (http://paleopolis.rediris.es/cg/Nestor_Sander.html)
- PIA, J. V. (1912): Neue Studien über die triadischen Siphoneae Verticillatae. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **25**, 25–81, 24 Abb., 7 Taf. (II–VIII), Wien und Leipzig.

New studies on Triassic Siphoneae verticillatae by Julius v. Pia

(VII Plates [II–VIII] and 24 Text-Figures)

The present study is due mainly to my having found very beautifully weathered-out specimens of *Diplopora annulata* in the course of my reconnaissance field work in the Hölleengebirge. At that time the age assigned the Wetterstein Limestones seemed rather doubtful to me, so I tried to determine their age by reviewing older literature. I soon came to the conclusion that this method would not yield the degree of accuracy required, mainly because of the poor quality of the figures. With the encouragement of Prof. UHLIG I first reviewed the literature concerning the fossil occurrences and structure of the Siphoneae verticillatae in general and then studied thoroughly the Diploporid material of the Imperial and Royal (Austro-Hungarian) Geological Survey [= k. k. Geologische Reichsanstalt]. The first survey already revealed that a new and thorough investigation of Triassic Dasycladaceae in no way has as poor prospects of success as common opinion has held to date.

The studies I undertook are based on the collections of the museums of the Imperial and Royal Geological Survey and of the Geological Institute of the University of Vienna as well as a number of specimens that I and others collected. The results of this work are presented below. The examination of an even broader range of material is not possible for the moment as I must stop work temporarily in order to present it as a doctoral dissertation.

For the investigation I used thin sections almost exclusively (193 slides). My experience has shown that from a rock full of Diploporids the best results are obtained by making one or more random sections as large as possible and not too thin. In the sections there are almost always enough examples in positions sufficiently varied to permit easy reconstruction of the thallus. In any event, it is recommended not to use thin sections made for other purposes. Included around every specimen reproduced in the plates is a zone of the surrounding sediment because the boundary between fossil and rock is not always clearly defined everywhere. I emphasize this expressly because in oral communications I have encountered misunderstandings several times due to the above mentioned method of presentation. Weathered specimens were used only secondarily because it is extremely rare that they are well preserved. Admittedly certain characteristics, in particular those of the general outer form, could be only partially determined with sufficient clarity. Further progress may be expected here only through finding accidentally the appropriate favorably oriented and well-prepared sections.

Many are the problems that the present study tackles either to solve them or to prepare for their solution. In the first place it was important to me to allow the field geologist himself to identify the fossils he found. The plates serve this purpose very well. They provide a fairly ample assortment of the 155 drawings I made using a microscope. By the way, it is already widely known that only by the use of thin-sections can a fairly reliable determination be made, a conclusion strongly supported by what has been said above.

Furthermore, my objective of course must be to clarify the stratigraphic significance of each species discussed. Here, where extensive consultation of older literature is in-

evitably necessary, the difficulties were all but insuperable. Data concerning the geologic level of the localities were in many cases uncertain and unreliable and the same applies to an even greater extent to fossil determinations. Nevertheless, I have come to believe that the Diploporids actually have a stratigraphic value that must not be underestimated. A satisfactory answer may be reached only through the examination of an abundance of materials. It would be very desirable that as much precise data as possible be published on all future finds of Diploporids from accurately known levels. Should their determination not be possible with the help of this present work, I should be very grateful if my esteemed colleagues would turn over such samples for my use.

From a botanist's standpoint the study of fossil calcareous algae has a more intrinsic and a more scientific value, for without a knowledge of fossil Siphoneae verticillatae, especially those of the Silurian and Triassic, we would have a most inadequate conception of the real importance and diversity in form of this Order. Naturally here too very much, if not the most, remains to be done, for the number of Triassic Dasycladaceans is certainly much greater than those described so far, and even of these I have examined only a portion in detail. The purpose of my work would be completely fulfilled if I have succeeded in setting up a systematic framework in which new finds could be inserted and remain there, at least for a long time. As is noted immediately below, it is apparent that the two old genera *Diplopora* and *Gyroporella* cannot be accommodated. Therefore, I annulled the first genus and assembled all the Triassic genera into a special family, the Diploporidae, the full description of which makes up the contents of the next sections. With regard to species names, I took great pains to locate and to identify correctly the forms already described. I even made a trip to Munich especially for this purpose; but unfortunately I did not succeed for GÜMBEL's types were not made available to me. Consequently, I could not be completely secure regarding the validity of the following four species:

- *Gyroporella ampleforata*
- *Physoporella pauciforata*
- *Physoporella dissita*
- *Physoporella minutula*

Should GÜMBEL's original sections turn up again, which by the way there is reason to doubt, the designations of these species would be subject to revision. Otherwise, I can but suggest that new names - to avoid pointless nomenclatural disputes - be assigned in accordance with the methods I have adopted. GÜMBEL's descriptions and drawings (for *Gyroporella ampleforata* there is no figure at all) do not provide adequate characterization; on that point everyone will agree with me. For that reason I have not attached to the designation of the species in question a «conf», but I stress again here the particular uncertainty of the identification. After describing the several species I attempt to present something about what we can assume now concerning the phyletic relationships within our Family and its place in the Order.

After my work had already been completed, through the kindness of Professor ROTHPLETZ I received a rock sample with Dasycladaceans that because of its geologic age (Rhaetian) merited special attention. The species in question proved to be markedly different from my remaining material, so that it probably requires separate handling. On the other hand it has many interesting peculiarities that make it seem almost certain that it presents certain difficulties to my arriving at a definitive view. Shortly, I hope I can report on these and perhaps also some other forms in one of these «Contributions».

Here I set aside everything else to express my most sincere and warmest thanks to all those who from the beginning supported me in carrying out my work. First among them naturally, my admired, unforgettable teacher Professor V. UHLIG, who, in spite of my initial reluctance, invited me to take on this work that later gave me genuine pleasure, and also was always at my side while I was doing it; then Mr. Hofrat TIETZE who most liberally placed at my disposal the fine material of the Austro-Hungarian Geological Survey; also, but not less warmly, those people who helped me either by individually turning over first class material or by supplying bibliographic references. Among the first in this respect I name the Chief Geologists G. v. BUKOWSKI and G. GEYER as well as Prof. ROTHPLETZ, and as seconds Prof. v. WETTSTEIN and Dr. SCHUBERT. Finally I express my grateful thanks to Professors ROTHPLETZ and v. AMMON and the same to all the others who during my stays in Munich gave me such a friendly reception.

I. Anatomy

1. General pattern of construction of the Diploporids

For a first overview of the construction of verticillate siphonids use Pl. VIII, Fig. 8. In the middle we see the main axis, a cylindrical construction that is enclosed in a rather thick membrane while the interior is filled with protoplasm. This contains numerous cell nuclei that are not separated from each other by cell walls. Downward, the main axis terminates in a voluminous and ramified rhizoid. All around this axis are thinner organs, generally of the same fabric as it itself is: these are called branches, verticillated branches or lateral branches. These serve as the major organs of assimilation in the Diploporids (as in many other groups), but also for reproduction. Absence of secondary ramification in the verticillated branches is a characteristic of the Diploporid family, but it occurs frequently in other families. The branches secrete calcium carbonate in a well-defined zone so that a calcareous cylinder develops around the main axis. This is called the calcareous skeleton, the shell, or the calcification. The openings in it that represent the trace of the verticillated branches we call pores or canaliculae. When the plant is fully grown, the calcareous skeleton is closed above in a hemisphere or ogive. The skeleton is all that is fossilized and the main object of our research consists of judging from it the architecture of the plant body.

2. Ontogeny

We know from several recent species that true fertile shoots are preceded by several sterile ones (see Pl. VIII, Fig. 9). These develop one after another from the rhizoid and each is assigned the task of assimilation for awhile, thereby storing reserves in the root cells that alone persist throughout the life of the plant. They then die and are re-

placed by new shoots. It appears that in their development these juvenile stages reproduce more or less precisely the phylogeny of their ancestors. In the descriptive part of this work we often have occasion to make use of these facts.

One might raise the question of whether or not these juvenile stages of fossil forms have been described as new species. I do not consider it probable, because in all recent species the shoots of the juvenile stage are too weakly calcified to be fossilized. Therefore I believe I must reply in the negative to STEINMANN's question of whether or not *Gyroporella* is the fertile form of some Diploporid (in the old, broad sense) that was in just such a juvenile stage. In the great majority of instances *Gyroporella* occurs by itself, and as STEINMANN himself very justly emphasized, it is absent in the northern and central Alps. On the other hand, today there is not one Diploporid of which some part has not been referred at least speculatively to the sporangium.

After these very preliminary remarks we turn now to a detailed discussion of the individual organs.

3. The main axis

It is generally not fossilized, but there are two exceptions to this rule: when the membrane of the main axis is itself calcified (*Gyroporella ampleforata*) or when the calcareous skeleton is deposited directly on it (*Kantia*). In all such directly observed cases the main axis is completely cylindrical and smooth, without the constrictions that are common in recent forms (*Dasycladus*, *Halicoryne*, *Acetabularia*, *Cymopolia*). It merits special emphasis that even between the discrete annular segments of *Kantia philosophi* no trace of such a constriction can be distinguished (Pl. VI, Fig. 17).

In general, with the exception of some *Macroporella*, the main axis of the Diploporids appears to have been much thicker in relation to the length of the branches (or at least of their calcified portion) than those of recent **Siphoneae verticillatae**.

4. The verticillated branches

a) Form of the verticillated branches

We distinguish two main types:

a) The phloioophore type: In fossils it is characterized by pores that broaden outward. I presume that a little past the outer surface of the calcareous skeleton the verticillated branches were enclosed in a thickened membrane, the external membrane. As proof of it the following facts can be considered:

1. In *Kantia philosophi* this external membrane, at least in many specimens, is calcified and therefore fossilized (see in particular Pl. VI, Fig. 19)
2. Even though most show a clear separation into stem and cortical cells, in principal the secondary ramifications of *Neomeris* and its relatives are analogs of the phloioophorous primary verticillated branches of the Diploporids. Thus we can compare the manner in which the ends of these develop to those of the branches of the Triassic forms.
3. The closest resemblance is with the branches of *Coeosphaeridium*. From Kiesow (see 1896-4) we know that the outer end of the pores is closed by a lid. Thus we are informed about the shape and position of the external membrane.

This type includes *Macroporella* and *Kantia*, of which the reconstructions (Pl. VIII, Figs. 10 & 15) may lead to a better understanding of what has been said.

β) The trichophore type: The pores taper outward. The branches in the form of filaments (hairs) extend well past the thallus as seems probable for the following reasons:

1. *A priori*, such a lengthening must be assumed because an organ of assimilation must try to enlarge its outer surface.
2. In many cases (especially in *Teutloporella*) the whole form of the pore makes the conception of such a lengthening much more likely.
3. If among the recent Dasycladaceans we look for forms in which the verticillated branches taper outwards, the closest relationship with the Triassic species is shown by certain juvenile stages of *Neomeris* (see Pl. VIII, Fig. 9). In these, at the end of each primary verticillated branch (only they are present here) is a multiple-branched filament. Certainly these filaments fall off of the lower verticils, but one must consider that they cannot have the same importance in an almost uncalcified plant as they did in the trichophorous Diploporids. Later we shall have to investigate whether they may represent the degeneration of an ancestral trait. In my reconstructions I was content with drawing unbranched filaments because we know nothing as yet of the probable types of ramification.

Teutloporella and *Oligoporella* belong to this type, along with *Diplopora* which has a somewhat different form with very thin canicules over its entire length.

The verticillated branches have a two-fold function: assimilation and reproduction (see section c, Sporangia). Our two main types of branches represent essentially two distinct adaptations for assimilation, two ways of increasing the outer surface exposed to light. But in both types the reproductive function becomes predominant over that of nutrition. This latter was probably shifted during the juvenile stages. Thus two specific sub-types arise: vesiculiferous and pyriferous. The development of the first type begins with the calcification of the outer membrane of the phloioporous verticillated branches. When completely developed the ramification divides into a stem and a terminal bladder, the true sporangium. Probably such a branch retains a certain amount of assimilatory activity. Example: *Gyroporella*. The pyriferous type, represented by *Physoporella*, is developed from the trichophorous type through the loss of the filaments while the basal portion of the ramification is more strongly developed and is completely enclosed in CaCO₃. In this case assimilation decreases in the adult plants to the point that it is completely gone. In the early stages the sporangium is still tapered outward, later it takes on a more parallel-sided, tube-shaped form.

The openings that represent the verticillated branches of both specialized subtypes are closed at their outer ends. However, I still call them pores, because they are entirely homologous with the open ones.

All reconstructions took as a basic premise that the broader base of the verticillated branches was not attached to the main axis but that their most proximal parts are enlaced. Direct evidence regarding this has not been adduced. At most, one can observe a few indications of it in *Teutloporella herculea* (Pl. II, Fig. 27) and especially in

Physoporella pauciforata (Pl. V, Fig. 13). More important, it seems to me, is the fact that in recent forms there is a pronounced enlacement at the connection between main axis and verticillated branches.

Perhaps a few remarks concerning the way in which the several types of verticillated branches are recognized in thin section may not be unprofitable. The most informative for judging the form of the branches is an oblique longitudinal section, whereas vertical cross-sections and longitudinal axial sections, if by chance they occur, usually give little information. As a rule, the two principal types of ramification are easy to distinguish because the widest cross sections of the pores of the phloioporous species are situated near the edge of the slide, while those of the trichophorous forms lie next to the inner space. Vesiculiferous pores differ from true phloioporous pores in that at their distal ends they are filled by spar calcite while only sediment (from inside the calcareous cylinder) penetrates the proximal part, the stem. If on the other hand all of the cavities in the skeleton are filled with spar calcite it is not a reliable guide according to my observation. This type of preservation occurs not only in the vesiculiferous forms (Pl. II, Figs. 19–21) but also in small phloioporous *s.s.* (see Pl. II, Fig. 2). In the pyriferous type it is significant that in oblique longitudinal sections the sharp ends of the pores do not appear (see Pl. V, Figs. 15–16 & 19). In a tangential section they are confined to a middle zone (Pl. VI, Fig. 2). But caution is not out of place here for often even the narrow distal portion of the pores is not preserved.

Frequently the verticillated branches are curved and almost invariably are inclined in the same direction even near the main axis. I always regard this direction as up, partly from direct observation (see Pl. VIII, Fig. 2 where this disposition is only vaguely hinted at), and partly because of the consideration that organs of assimilation are heliotropically positive.

b) Placement of the verticillated branches

In this respect we divide the Diploporids into three groups:

1. Proverticillatae. The branches are placed randomly.
2. Euvorticillatae. The branches are arranged in verticils.
3. Metaverticillatae. The branches within the verticils are arranged in special groupings of tufts.

Euvorticillate verticils are either simple, that is the pores are ranged more or less strictly into rows (see Pl. IV, Fig. 16 and Pl. V, Fig. 19) or packed, when the verticillated branches are so numerous that all do not have enough space side by side but must move up or down, crowded out somewhat from the ideal of verticil geometry (see Pl. IV, Figs. 3 & 7 and many others). The extreme of this latter development is presented in the biserial verticil that appears to be two simple verticils set closely together, one above the other (see the reconstructions of Text-Figs. 13 & 17 and Pl. IV, Fig. 11; Pl. VI, Figs. 2 & 10–11), and is linked to single-row forms by every kind of transition.

Where tufts of branches occur, they are always arranged in verticils.

In judging the position of the pores, as a rule only the innermost part of the calcareous skeleton should be used as farther out their regularity gets blurred because of small differences in the inclination of the branches.

In the same genus proverticillate and euverticillate branching arrangements commonly occur together. The metaver-ticillate arrangement, however, is a characteristic of the subfamily Diploporinae (*Kantia* and *Diplopora*).

c) Sporangia

(see also Section 4a, on the form of the verticillated branches). The reasons for the assumption that the verticillated branches of the Diploporids have a fertility function may be found in part in the descriptions of particular species. Here only the most important points are discussed briefly:

1. We know from STEINMANN's observations on *Triploporella* and *Tetraploporella* (see 1880-5, 1899-1, 1903-1) that fertile primary verticillated branches occur in Mesozoic Dasycladaceans.
2. The shape of the verticillated branches of many trichophorids would be completely incomprehensible if they did not serve as sporangia. Without this assumption especially the strong thickening of the often very clearly defined basal part of the branches of *Teutloporella triasina* would seem an inconceivable waste of material.
3. The interpretation of vesiculiferous and pyriferous lateral branches as fertile can hardly be avoided. On the other hand, both of these forms of branches are connected through transitions respectively to true phloio-phorous and trichophorous types.
4. For the moment I should like to attach no great weight to the observations concerning *Kantia philosophi* and *Diplopora annulata*.

As a rule, all or at least the greater part of a verticil is to be interpreted as fertile, and probably the spores of the Phloio-phores were produced there, probably in the whole branch or within its distal portion; among the Trichophores they are produced in a proximal segment. The Diploporinae comprise quite an exception. It seems that here, if we generalize the first isolated observations, only a few branches were involved in reproduction and were especially adapted for it. But our knowledge on this point is still in a very tentative early stage.

5. The calcareous skeleton

According to SOLMS-LAUBACH (1887-5) it is formed in recent *Cymopolia* as follows: the outer layers of the membrane of the verticillated branches peel off and turn into muck. In this body of slime that fills the interstices between the branches the formation of CaCO₃ takes place. The undegenerated portions of the cell wall remain uncalcified in *Cymopolia*. In other cases, as in *Acetabularia*, we have to do with a true calcification of the membrane.

As a rule (except in *Kantia*) the calcareous skeleton is separated from the main axis by a gap. Its relative thickness is extraordinarily variable. In some cases the entire length of the branches is included (*Macroporella*, *Gyroporella*, *Kantia*), in others it is reduced to a quite narrow zone (*Teutloporella tenuis*). As a rule it is massive. Exceptionally, perhaps as evidence of a reduction, it may also have a cellular or spongy structure (*Teutloporella gigantea*, see Pl. III, Fig. 5).

The function of the calcareous skeleton is clearly twofold, on one hand a support for the plant that lacks internal support by cell membranes, on the other hand as armor,

as a protection for soft parts, especially the sporangia. In many living forms protection against too strong a light is involved. We know this from *Acetabularia mediterranea* for it is much more strongly calcified in illuminated locations than in dark ones (see 1895-6, p. 21). However, from the overall configuration of the calcareous skeleton in the Diploporids, it is not probable that this function played a role there.

As the most outstanding identifying characteristic we find that the thallus of many Diploporids has a special structuring. We can distinguish three types:

1. Bulge or undulation (*Undulatio*). It exists in that the thickness of the calcareous skeleton increases near the verticils from which it was already separated whereas between them valleys occur (see Pl. IV, Fig. 6; Pl. VI, Figs. 6-9). This phenomenon seems to be entirely accidental, functionless. However, in an extreme development it can take over the appearance and function of the annulation to be discussed below (Pl. VI, Figs. 1-3). This kind of structuring is naturally restricted to euverticillate species. It appears occasionally in *Oligoporella* and *Physoporella*. Its strongest expression is attained in *Physoporella dissita*.
2. Annulation (*Annulatio*). This is based primarily on the fact that segments of the plant populated densely by verticillated branches are separated by zones free of ramifications. At their junctures there is no deposit of lime; instead there is a deep furrow that may extend inward as far as the inner cavity (Pl. III, Fig. 12; Pl. VI, Fig. 17; Pl. VII, Fig. 7; etc.). The purpose of this arrangement might be no other than to equip a frail plant with a certain amount of flexibility as a protection against wave action. This flexibility may also be reached when a thin layer of calcite exists at the bottom of the furrow, for it does not hinder bending. This annulation seems to be general in the Diploporids. Moreover it occurs in some teutloporids (*Teutloporella vicentina* and probably in others not discussed in this study).
3. Inner or inverted annulation (*Intusannulatio*). It involves a periodic change in the thickness of calcification: the cylindrical shape of the outer surface is preserved but the inner surface approaches the main axis at one period and moves away from it at another (see Text-Fig. 4 and Pl. II, Fig. 21). This kind of structuring has no effect on the development of the soft parts. Nothing is known concerning its purpose. Until now it has been observed only in *Gyroporella ampleforata*.

6. The general structure of the Diploporids

The structure of the Diploporids and perhaps of the **Siphoneae verticillatae** in general is controlled by a double set of rules: radial symmetry and the tendency of verticillated branches to segregate into several discrete groups. The first rule is obvious from direct observation of every species. For the second I consider the occurrence of tufts, verticils and segmentation of primary importance in the development of a classification of families. It follows that more highly specialized species have a pronounced metameric structure and in many cases we can distinguish metamers of first and second orders. The former is represented by the disposition of the verticils the latter by the different types of segmentation that we have already in

part named in the discussion of the calcareous skeleton. Only the bulge class does not belong here, for no matter what its shape it includes only one verticil. Not yet mentioned is a type of metamers of second order because it cannot be observed on the calcareous skeleton but exists only in the verticils themselves. We range in this group *Teutloporella triasina* and I have called this arrangement the formation of series of verticils. In principle it means that the shape of branches within a group of verticils that I have just now named a series, alternates from one row to another and repeats in each series in the same way resulting in branches in which the several groups of verticils have the same shape. For a better understanding of this somewhat abstract definition I refer you to the text and figures of *Teutloporella triasina*. Among recent forms *Halicoryne* offers a suggestive analog (see 1895-2 and 1895-6) in that fertile and sterile verticils exceedingly different in form alternate sequentially. Something similar holds for *Acetabularia*.

II. Systematics

A. Descriptive section

Before we come to the description of individual genera and species, a few words on the systematic principles I followed. It proved impossible to break up GÜMBEL's genus *Gyroporella* using only one distinguishing characteristic. My endeavor was rather to combine several characters so that related species could be grouped according to their overall habitus. As a general principle I have observed that among the properties of the plant body more importance is to be attached to the systematic value of the pores than to those of the calcareous skeleton. In the preparation of this work it turned out that forms very similar in all other characters are sometimes proverticillate, sometimes euvorticillate, so that this characteristic could not be used to distinguish genera, but only to identify species. On the other hand the metaverticillate position occurs only in a completely defined group, also related in other respects.

The following table provides a first digest of the genera I set up:

Family: Diploporidae

Only primary verticillated branches that serve also as sporangia.

Insofar as establishing a species within a genus is concerned, I consider it right that they be set up very sparing-

I. Proverticillate or euvorticillate		
1. Phloiophorous		
a) truly phloiophorous		<i>Macroporella</i>
b) vesiculiferous		<i>Gyroporella</i>
2. Trichophorous		
a) truly trichophorous		
α) Verticillated branches relatively thin and very numerous		<i>Teutloporella</i>
β) Verticillated branches relatively thick and sparse in number		<i>Oligoporella</i>
b) pyriferous		<i>Physoporella</i>
II. Metaverticillate		
1. Phloiophorous		<i>Kantia</i>
2. Trichophorous		<i>Diploporella</i>

ly. If there is no special reason against it, in a single piece of rock one can hardly go wrong by considering individuals of the same genus as all of one species too. I shall have repeated opportunities to discuss the great variability of the characteristics, in particular of dimensions.

In order to lighten the text the important ratios are given in a special table (see below). A reconstruction of the genera may be found on Pl. VIII.

Macroporella nov. gen. (Pl. VIII, Fig. 10)

I incorporate in this genus all of the non-metaverticillate Diploporids in which the pores widen outwards and are open at the distal end. Here belong the best examples of the phloiophorous type. Except for one doubtful case all known species of our genus are proverticillate. No segmentation of the calcareous skeleton or of metamerization of a higher order has been observed. All *Macroporellids* appear to have in common a small size and the smallest Diploporids known belong to this genus. The width of the inner cavity is narrow in most cases, so that more than in other genera the verticillated branches occupy a greater area than the main axis. Spore formation probably occurred in the verticillated branches. In one case I found dubious suggestions of a differentiation between some few fertile branches and a great mass of assimilatory ones (*Macroporella Bellerophontis*).

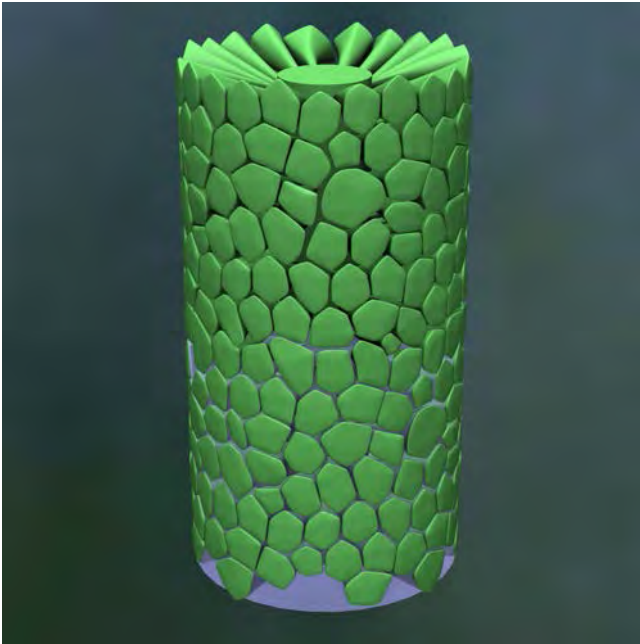
Areal distribution: Dinarides, northern Alps (Swiss Klippen?).

Range: *Bellerophon* Limestone (Permian) to the Muschelkalk (Wetterstein Limestone?). This genus comprises the oldest known undoubted Diploporids.

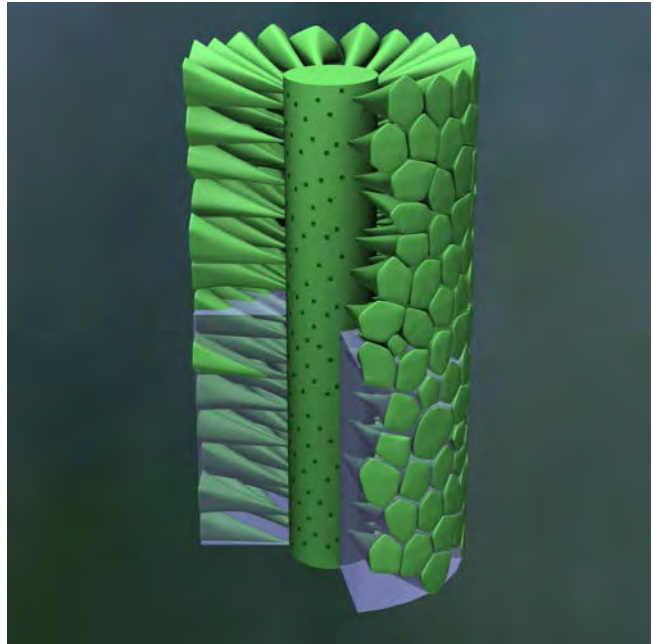
Macroporella dinarica nov. sp. (Pl. II, Figs. 1-6 [Text-Fig. 1])

This is the type species of the genus *Macroporella*. Occasionally the small tubules show a slight curvature. Considering the small diameter of the inner cavity, calcification has come quite close to the main axis. While a rather large area for CaCO₃ deposition remains on the inner part of the wall between the pores it is deposited only in the distal portion in thin, almost flat lamellae. The cross-section of the pores is polygonal here because the verticillated branches flatten each other as a result of their strong outward expansion. The surface of the lateral branches resembles in its mosaic-like mutually interfering outer membranes an appearance quite similar to that of recent *Nemomeris*, etc., only more irregular, for the placement of the branches was proverticillate. The inner structure on the other hand is very like that of the Silurian *Coelosphaeridium*, however this was spherical. Nothing is known about the sporangia.

As concerns preservation, some of the pores are filled by an especially dark colored sediment, however others also include crystalline spar calcite (see Pl. II, Fig. 2). One may conclude from the latter condition that they were closed at the outer end by a calcareous membrane. But in many cases the absence of such a membrane could be verified. The occurrence may well be explained by the circumstance that the grain of the sediments was smaller than the size of the pores, perhaps also in that the outer membrane resisted destruction longer than the rest of the plant body.



Text-Fig. 1.
Reconstruction of *Macroporella dinarica* (like Pl. VIII, Fig. 8).



Areal distribution and range: Muschelkalk, Dalmatia. Samples studied:

Muschelkalk, limestone facies, west of Lapčić (Pl. II, Figs. 1–6).

idem, between Stanišići and the Grkova voda valley.

Muschelkalk, sandy marl facies, near Ivanovići.

All locations on the Budua sheet, Dalmatia [Budva, Montenegro].

Macroporella alpina nov. sp.
(Pl. II, Figs. 13–15 [Text-Fig. 2])

This species is undoubtedly very closely related to *Macroporella dinarica*. Nevertheless, because they are so widely separated geographically I would like to maintain them as separate species as long as no intermediate transitional material is available. A comparison of the figures should make the differences in their habitus fairly obvious. But insofar as a clear concept of the characteristics that distinguish them is concerned, they in fact present some difficulties. Above all, the dimensions, to which, however, no special value should be assigned, are very different, so that the largest examples of the Dalmatian species do not reach the diameter of the smallest Alpine specimens. In absolute terms the average width of the pores in *Macroporella alpina* is appreciably larger; relatively however, especially in large specimens, they are decidedly smaller than in *Macroporella dinarica* in which the verticillated branches are only exceptionally at an angle to the main axis, which is the rule in the other species.

Often the tubules are distinctly curved. The width of the inner cavity shows very great variability, that is, the amount of calcification between the verticillated branches varies widely with respect to the main axis. In various specimens the calcareous lamellae between the branches vary much in thickness.

If we maintain the separation of both of these species of *Macroporella*, we consider them to be a beautiful example of vicarious species.

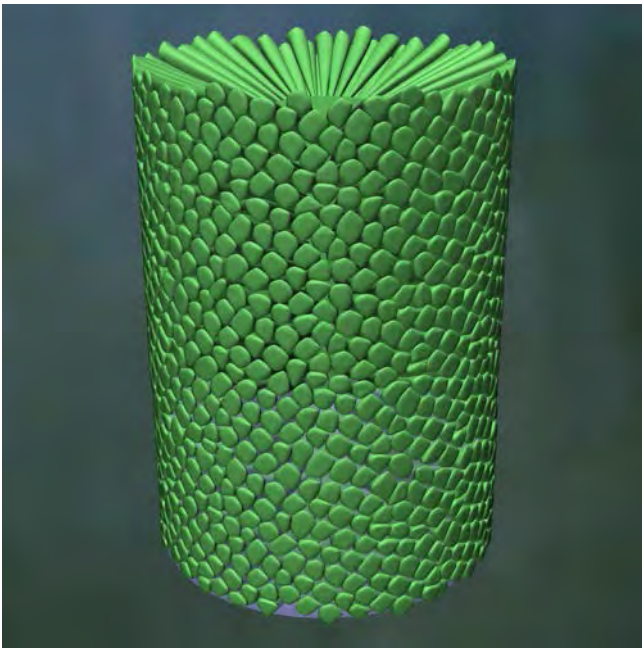
Areal distribution: So far only Fuchsriegel, south of Untersteinrott- (correctly Fuchsriegel-) Bauer near Schwarzenbach an der Pielach [S Schwarzenbach an der Pielach, Niederösterreich, Austria].

Macroporella Bellerophontis (ROTHPLETZ)
(Pl. II, Figs. 7–12 [Text-Fig. 3])

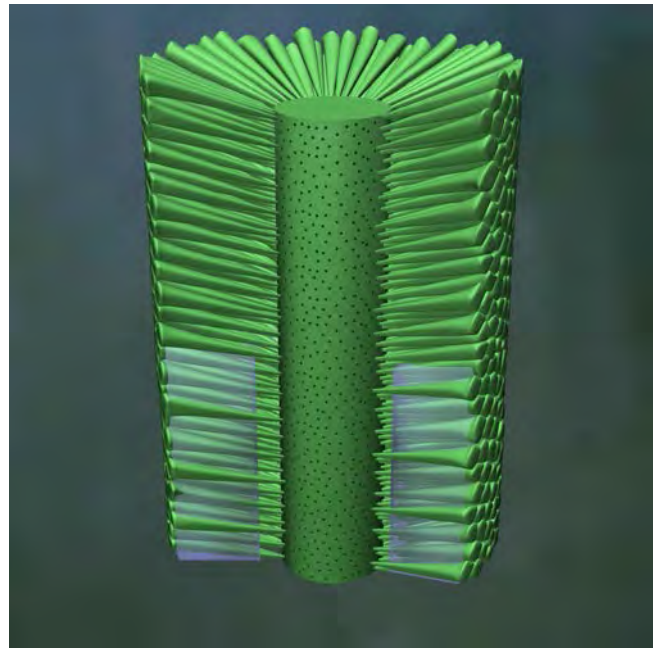
Gyroporella Bellerophontis ROTHPLETZ 1894-1

The illustrations show clearly that the pores of our species widen outwards and show no regularity whatsoever in their position, so that no doubt can exist concerning the validity of its assignment to my genus *Macroporella*. Most often the shape of the tubules is slightly curved and in cross section they are not circular but very irregular. The variability of this species is even greater than it is in the Mesozoic Diploporeids. It shows not only in the dimensions (see the table), but also in the asymmetrical and often irregular form of the pores and in their extraordinarily variable angle in relation to the main axis. Pl. II, Fig. 12 shows a little of this, but it appears much more strongly in Pl. II, Fig. 10 which in no way represents an extreme. In general, differences in the habitus of discrete examples (compare Pl. II, Fig. 9 and Pl. II, Fig. 12) are so great that at first sight it seems hardly feasible to put them in the same species. However, after long hesitation I decided to combine the whole form group into a single species. Also, it is quite impossible to make a delimitation among the extremely numerous specimens seen (see Pl. II, Fig. 8, showing an intermediate transition). I am convinced from some of the original type slides that the author of this species too understood it in this same broad sense.

Pl. II, Fig. 12 shows an interesting occurrence, but unfortunately its interpretation is not reliable. Here we see one or perhaps a group of abnormally enlarged pores. That they open outwards is not discernible. When compared with observations on *Kantia* and *Diplopore* (see Pl. VI, Fig. 20 and Pl. VII, Fig. 9) the question arises as to whether or not we have to do here with verticillated branches transformed



Text-Fig. 2.
Reconstruction of *Macroporella alpina* (like Pl. VIII, Fig. 8).

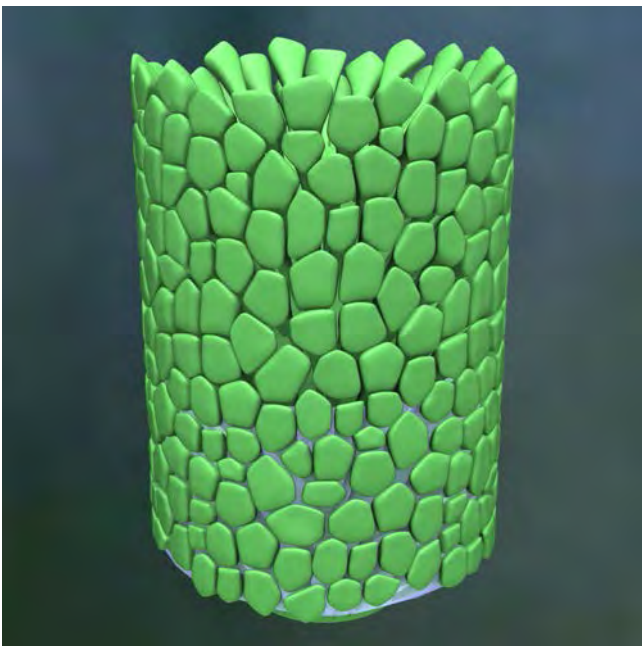


into sporangia. In view of the great variability of the species a single observation cannot be affirmed as a certainty.

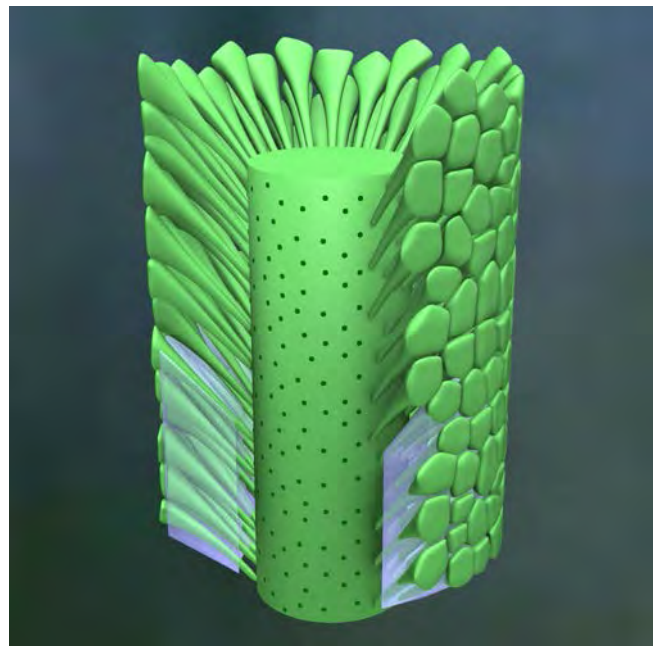
Our species differs from *Macroporella dinarica* in that its verticillated branches are inclined at a much greater angle. They are also arranged more irregularly and are thinner so that even close together they do not flatten each other as the Triassic species does. Finally, the relative diameter of the inner cavity of the calcareous tubule in *Macroporella Bellerophon* is greater than in *Macroporella dinarica*.

Areal distribution and range: Common in the *Bellerophon* Limestone (Permian) of the South Tyrol [Trentino-Alto Adige, Italy]. In front of me are four rock samples with the following location data:

1. mouth of the Gsellbach, south of Sexten [Sesto / Sexten], close to the edge of the woods [Pl. II, Figs. 7–9].
2. Bad Innichen [San Cándido / Innichen], eastern Paralleltal [Pl. II, Fig. 12].
3. end of the valley, south of Santa Croce [Pl. II, Figs. 10–11].
4. Sorasass am Pitschberg, northeast of St. Ulrich, Gröden [Ortisei / St. Ulrich in Gröden].
5. In addition I had the opportunity when with Prof. ROTHPLETZ to see slides from the following localities: south of Toblach [Dobbiaco / Toblach], below the Sarenkofel.
6. Plan, South Tyrol [ESE Ortisei / St. Ulrich in Gröden].



Text-Fig. 3.
Reconstruction of *Macroporella Bellerophon* (like Pl. VIII, Fig. 8).



Macroporella (?) *helvetica* nov. sp.
(Pl. II, Figs. 16–17)

Unfortunately the state of preservation of the few available specimens of this form is extremely poor so that its generic attribution is by no means certain, especially in that it deviates from the type of the other *Macroporellids*. In spite of the deficiencies of the material it is possible to recognize that the pores are arranged in verticils. With the same degree of probability one may also assume that the caniculae widen outward. The endings of the caniculae, whether or not the outer ends were closed, cannot be determined. It would not be entirely impossible, but certainly it is not probable, that we have to do with a *Triploporella*, for the material is not good enough to allow secondary ramifications to be seen.

For the time being we suppose that our species is the only known euverticillate *Macroporella*. Because of the phylogenetic interest of this circumstance it is doubly regrettable that it cannot be established more securely.

Range and areal distribution: So far only in the Wetterstein Limestone. Zweeken Alp near Mythen, Canton of Schwyz. If the stratigraphic assignment is correct, then we are probably dealing here with the youngest known *Macroporella*. This would agree well with the more specialized placement of the verticillated branches.

Gyroporella GÜMBEL, emend. BENECKE
(Pl. VIII, Fig. 11)

GÜMBEL 1872-1
BENECKE 1876-1

I define this genus substantially as BENECKE did and unite in it all of the proverticillate and euverticillate Diploporids of which the pores do not penetrate the calcareous skeleton but end blindly against it and terminate outward in a more or less well-defined bubble-shaped swelling. Thus this genus belongs to the vesiculiferous subtype. The only specimen at hand shows a completely random arrangement of the verticillated branches, yet, as may be learned from the illustrations and descriptions of earlier authors, the type species, *Gyroporella vesiculifera*, may be euverticillate.

In the general anatomical section we already discussed the difficult question of the functional significance of vesiculiferous verticillated branches. In making use of this in the present case I should like to sum up my opinion as follows: The only fertile shoot of *Gyroporella* known to us was preceded by several sterile shoots, either uncalcified or only slightly so. These produced a large reserve of nourishment in a presumably large rhizoid. Then followed the development of a last particularly strong, heavily calcified shoot. Our descriptions refer to it alone. Probably it was constructed only in a vesiculiferous form, while the earlier shoots closely resembled those of *Macroporella*. To me it seems hardly doubtful that spores were produced in its verticillated branches, in their broadened distal portion. However, before this occurred these branches probably served for assimilation too. Because the calcareous coating on the outer side was ordinarily thin, this process was not hindered materially. Light could penetrate through the thin layers and the required gas exchange could also happen if we conceive of a calcareous coating with a fine, porous structure which of course is not known in fossils.

As the whole calcification underwent complete recrystallization, its porous structure must necessarily have been destroyed. The calcified umbrellas of *Acetabularia* are also assimilators. As the spores developed progressively, assimilation ceased and the increased requirements for food were now met by the stored reserves.

One might also pose the question as to whether the calcareous lamellae closing the outer end of the pores are part of the actual skeleton or are only a calcified cell membrane. From my own observations I cannot decide about it, but a number of the older illustrations of *Gyroporella vesiculifera* seem to suggest the latter, which obviously is favorable to an exchange of substance through the lime (compare 1872-1, Pl. DIV, Fig. 3d and 1883-2, Pl. I, Fig. 9). Here it appears that around every cavity a sheath of lime is indicated by a dark line, and it is only this layer that might correspond to the calcified membrane that forms the outer wall of the pores.

The vertical distribution of the genus *Gyroporella* is remarkably lengthy, since on one hand it is known in the lower Muschelkalk and the Hauptdolomite and on the other in the Cretaceous. As regards the areal distribution, STEINMANN rightly pointed out (1910-2) that we do not as yet know our genus from the Triassic of the main Alpine range. Judging from the illustrations, I hold the reports of its occurrence in the Apennines as extremely doubtful (see the pertinent literature 1908-3). Also, as far as we know, in the Triassic *Gyroporella* is restricted to the Dinarides.

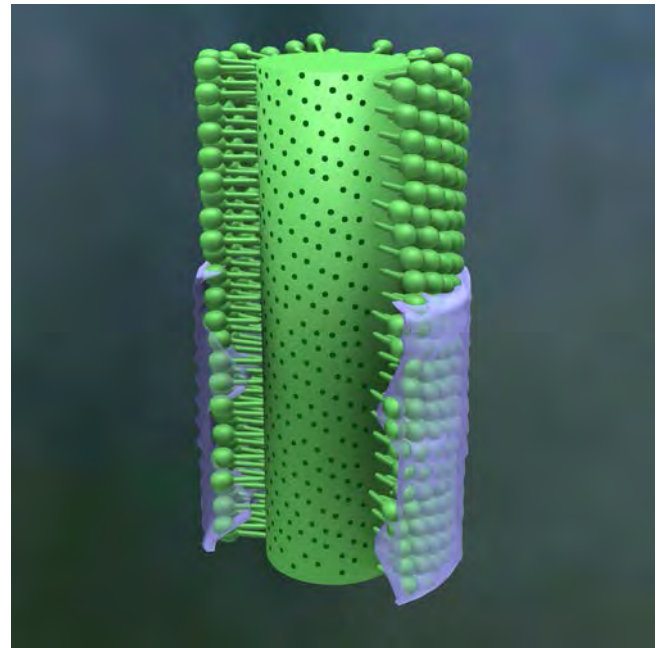
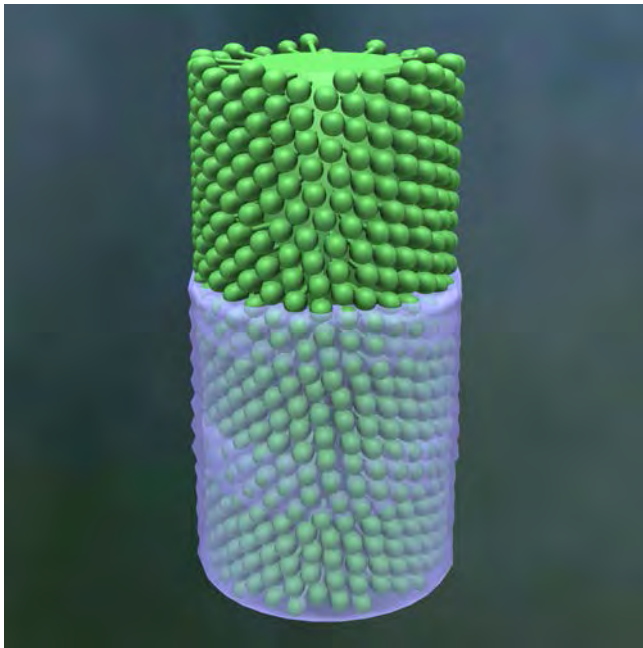
Gyroporella ampleforata GÜMBEL
(Pl. II, Figs. 18–26 [Text-Fig. 4])

Gyroporella ampleforata GÜMBEL 1872-1

Our knowledge of the soft parts of this species is as complete as at the most otherwise only in *Kantia philosophi*. This applies in particular to the main axis of which the inner membrane was so full of lime that it is commonly preserved as a fossil (Pl. II, Figs. 19–20 & 23–24). We are also reliably informed about its diameter and its purely cylindrical shape. The branches are disposed randomly. Sometimes their thickness increases evenly as they progress outward to end in a half-sphere, sometimes there is a fairly clear arrangement into a stem and a terminal bubble. Naturally, in accordance with a prescribed generic characteristic, they are always coated with a thin layer of CaCO₃. The calcareous skeleton, that in longer specimens mostly shows a slight curvature, offers the only example known to date of inner rings or intusannulation (see in particular Pl. II, Figs. 21 & 23).

The thickness of the calcified region increases and decreases periodically, but in such a way that the outer form always remains cylindrical while across from it on the inner surface ridges and furrows alternate in occurrence. As a rule the integrity of the calcareous skeleton is maintained even in the thinnest places. Exceptions to this are probably caused by subsequent damage. Occasionally the thickest parts of the calcareous skeleton are in direct contact with the calcified membrane of the main axis (Pl. II, Fig. 24). As one may convince oneself from a thorough study of the illustrations, it is quite obvious that these peculiar aspects in no way affect the development of the soft parts.

Range and areal distribution: All available examples of this species come from the lower Muschelkalk in the vicinity of Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli - Venezia Giulia, Italy]:



Text-Fig. 4.
Reconstruction of *Gyroporella ampleforata* (like Pl. VIII, Fig. 8, but inverted, the longitudinal section is above).

1. Kar, southwesterly below the Malurch, north of Pontafel [Pl. II, Fig. 18].
2. Kar, southwesterly below the Malurch peak on the trail above the Padagozalpe (Rock type and fossil preservation are different from the previous examples) [Pl. II, Figs. 19–21].
3. Pontafel, north under the Punta Lonas on the way to the Kron-Halter hut [Pl. II, Figs. 22–25].
4. Pontafel, northeasterly below the saddle in the east of the Padagozalpe [Pl. II, Fig. 26].

Remarks: In a sample marked, «Spizze Limestone, southwesterly below the Malurch peak, Pontafel north» among numerous specimens of *Diplopora annulata* I found scattered Gyroporellae, of which a more exact determination was not possible owing to their poor preservation and small number. The identity with the above described species cannot be claimed, especially since the geologic level is higher.

Teutloporella nov. gen.
(Pl. VIII, Fig. 12)

This genus includes the largest of the Diploporids. It appears to represent a precociously independent branch that developed no farther. Many of the species belonging here are proverticillate, a smaller number euvorticillate. Most of them are of a very clearly developed trichophorous type. The verticillated branches are relatively thin and very numerous. Almost always they are at quite an angle to the longitudinal axis. The basal part appears to have served as a sporangium. In the more specialized species it is rather strictly separated from a distal hair-shaped part used for assimilation. The tendency to the development of metamerization of a higher order is expressed in our genus on one hand by the development of verticils in series (*Teutloporella triasina*) and on the other by the occurrence of true annulation (*Teutloporella vicentina*). Calcification is sometimes very strong, at others very highly regressive (*Teutloporella tenuis*). As regards distinguishing characteris-

tics that in many points resemble those of *Oligoporella*, refer to the comparisons made in the discussion of that genus.

The genus is widely distributed in the Muschelkalk of the northern Calcareous Alps and in the Dinarides. I must assume that the actual center of development was the latter.

Teutloporella herculea STOPPANI
(Pl. II, Fig. 27; Pl. III, Figs. 1–2 [Text-Fig. 5])

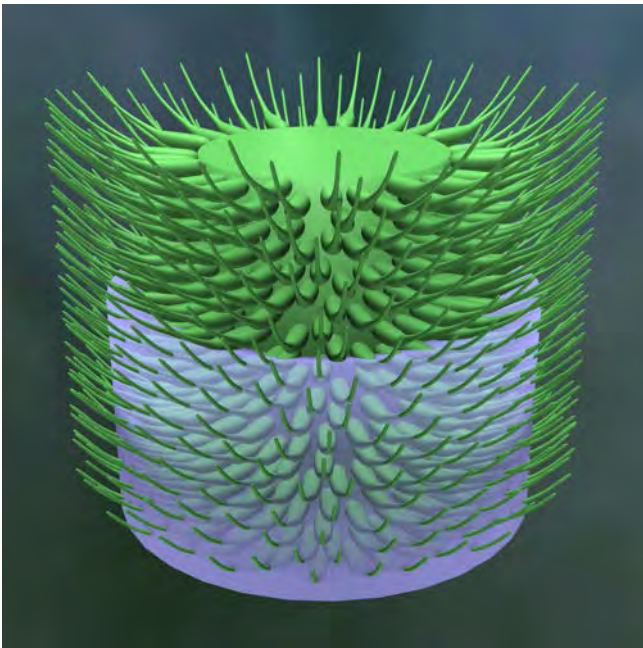
Gastrochaena herculea STOPPANI 1857-1

Gyroporella aequalis GÜMBEL 1872-1

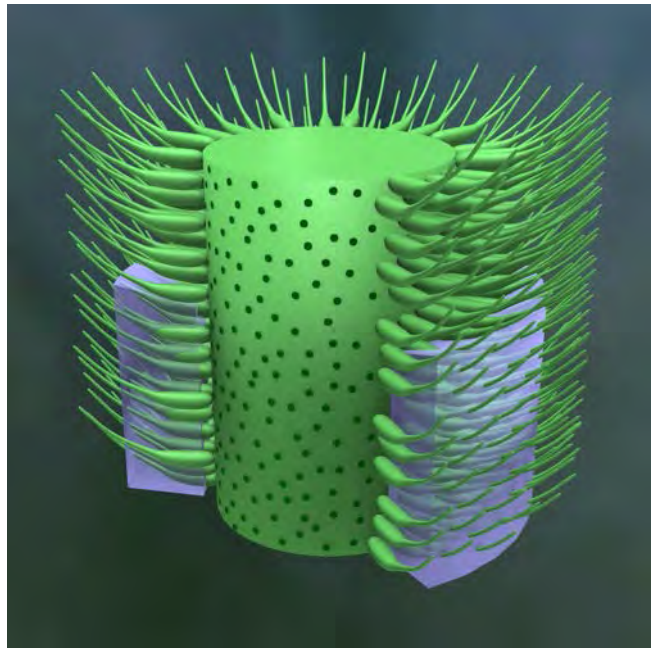
Diplopora herculea SALOMON 1895-4

This species shows the characteristics of the genus at their purest and without further complications. The thallos appears always to be prolate and completely straight. STOPPANI and after him SALOMON too both indicate that the closed end of the calcareous skeleton has a thickened club shape, while GÜMBEL does not mention it. I too could find no such thickening in slides prepared elsewhere. By the way, SALOMON has already emphasized the variability of this character. And just as infrequently have I seen a regular sculpturing of the outer surface of the calcareous skeleton (see however, what the discussion of 1895-4, p. 73 has to say). The very closely set branches that often touch each other at their thickened bases, evince no verticillate placement; on the other hand occasionally a tendency to construct vertical series aligned in the direction of the long axis was observed, as seen not only in Pl. II, Fig. 27 but also in several other specimens. The tapering of the pores outward is particularly distinct. Their development is always curved so that their inclination in relation to the main axis increases considerably from their inner ends outward. Occasionally irregular cavities occur in the calcareous skeleton (see Pl. III, Fig. 2, at the top, and Pl. III, Fig. 1) that are probably only the result of inequalities in calcification.

As regards the inner structure, we are dealing here with a very primitive representative of *Teutloporella*. Only its large



Text-Fig. 5.
Reconstruction of *Teutloporella herculea* (like Pl. VIII, Fig. 8).



size and the linear arrangement of the caniculae indicate specialization.

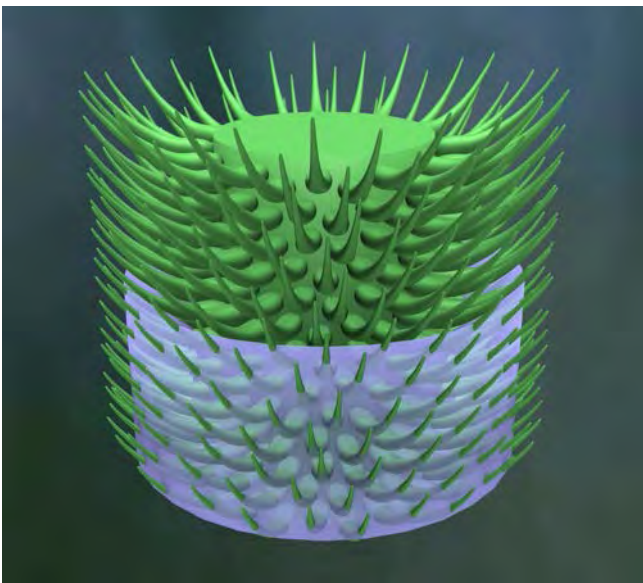
Areal distribution and range: Probably a level of the Wetterstein Limestones (lower part?) in the northern and southern Calcareous Alps. Localities:

1. Rammer valley near Wegscheid [Niederösterreich, Austria], southern slopes, next to coal seam No. 3 (already Upper Limestone?) [Pl. II, Fig. 27].
2. Schiestlhaus am Hochschwab [SE Gschöder - SW Weichselboden, N Leoben, Steiermark, Austria] [Pl. III, Fig. 1].
3. Dreimarkstein, Raxalpe [NW Griesleiten, Reichenau an der Rax, Niederösterreich, Austria] [Pl. III, Fig. 2].
4. Wetterling Limestone, Rohrbach [Rohrbach in Oberösterreich, NW Linz, Austria] (from GÜMBEL'S slides).

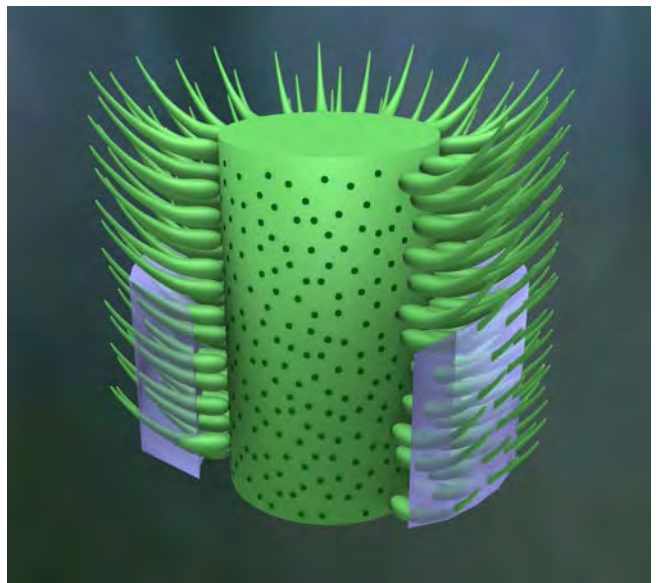
Teutloporella gigantea nov. sp.

(Pl. III, Figs. 3–6 [Text-Fig. 6])

This species is obviously very closely related to *Teutloporella herculea*. The differences consist on one hand in a lesser thickness of the calcareous skeleton and on the other in a much decreased density of thinner and less numerous lateral branches. The greater part of these disparities is explained by the assumption that the calcification is farther from the main axis than in the former species. This hypothesis, for naturally it is no more than that, served as the basis of the reconstruction. It almost seems that we are dealing with a progressive reduction in the thickness of the calcareous skeleton from inside to outside, for the inner layer of specimens with a greater thickness of the calcareous skeleton often has a perforate structure, as shown in Pl. III, Fig. 5. In several places on this figure one can see



Text-Fig. 6.
Reconstruction of *Teutloporella gigantea* (like Pl. VIII, Fig. 8).



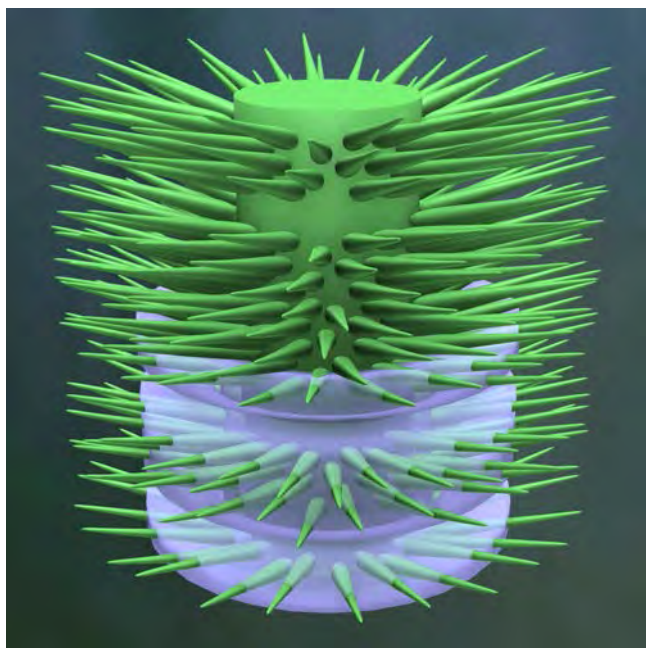
that calcite sheathes the verticillated branches like a tube, while the intervening spaces are interspersed with single sheets, that, however, do not appear to go from branch to branch, but rather are perpendicular to the plane linking the verticils. The irregularly placed pores taper outward quite uniformly and here too are set obliquely to the main axis and curved upward.

Areal distribution and range: Wetterstein Limestone of the northern Calcareous Alps, perhaps particularly in the lower part. Samples:

1. Hall-Bettelwurf [Hall in Tirol, E Innsbruck, Austria], Unterinn valley, Tyrol [Pl. III, Figs. 5–6].
2. on the road to the Lafatscher pass [N Hall in Tirol, E Innsbruck, Austria].
3. Wetterstein cliff.
4. several samples with no indication of provenance that probably come from the same areas as the preceding [Pl. III, Figs. 3–4].
5. (?) Waxriegel, Raxalpe [NW Griesleiten, Reichenau an der Rax, Niederösterreich, Austria].
6. Wetterstein Limestone, Pass Lueg in the Höllengebirge [Golling an der Salzach, S Salzburg, Austria].
7. darker, lower Wetterstein Limestone. Descent from Bärenkopf to Seespitz, Aachensee [Achensee, Tirol, Austria].

Teutloporella (?) tenuis nov. sp.
(Pl. III, Figs. 7–10)

I use this name to designate a new species, as a whole very problematic, but exceptionally easy to recognize in thin section. The extraordinary thinness of the calcareous skeleton is its most remarkable characteristic. Naturally, any judgments about its structure and systematic position will thereby be uncommonly complicated, but as appears on the only slightly oblique longitudinal sections of Pl. III, Figs. 7–8, the verticillated branches exhibit a rather clear tapering outward. The emplacement of the pores appears to be random on all of the slides. This suggests



Text-Fig. 7.
Reconstruction of *Teutloporella vicentina* (like Pl. VIII, Fig. 8).

with a fair degree of probability that our species is affiliated with *Teutloporella*. The calcareous skeleton was cylindrical and sometimes strongly curved as in Pl. III, Fig. 9. That same figure shows each pore to be enclosed in a lighter (colored) layer of calcite, while the spaces between them are filled by a darker skeletal substance. It may be possible that here we are dealing with the calcified membrane of the verticillated branches. Nothing can be ascertained concerning the emplacement of the branches on which calcification took place, *i.e.* on the distance of the calcareous skeleton from the main axis.

Areal distribution and range: Up to now: Muschelkalk, limestone facies, west of Lapčić, on the Budva sheet, Dalmatia [Budva, Montenegro].

Teutloporella vicentina TORNQUIST
(Pl. III, Figs. 11–14 [Text-Fig. 7])

Diploporella vicentina TORNQUIST 1899-2

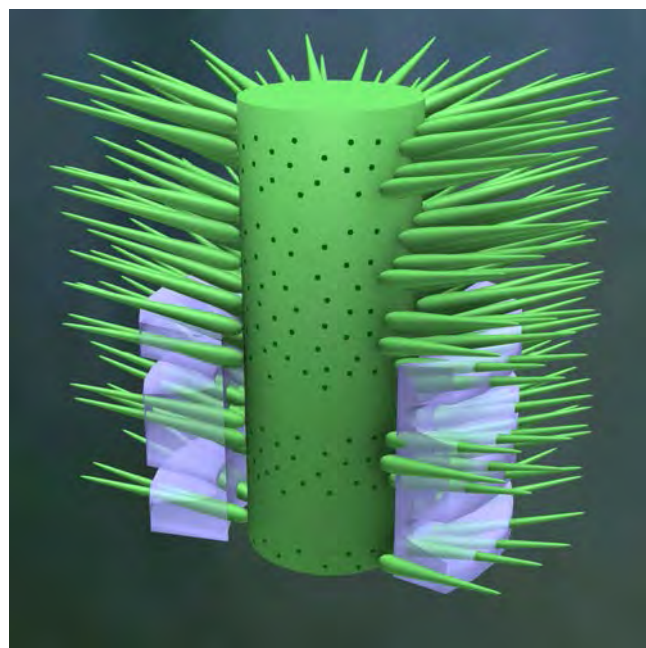
One can define this species briefly as the only annulate *Teutloporella* known to date. The pores are randomly placed. Most often they are oblique to the outer surface, some straight, some curved irregularly (occasionally downward too. See Pl. III, Fig. 13). Withal, they seem to taper uniformly and not very strongly. The annular furrows are always oblique. The height of the segments is most variable even in the same individual.

Areal distribution and range: So far this species is known only in the Spizze Limestone. Samples:

1. lower level of Spizze Limestone, Tretto [Tretto, N Schio – NW Santorso, Véneto, Italy] (Pl. III, Figs. 11–14).
2. Spizze Limestone. South slope of the upper limestone cover of Mt. Enna above Torre Belvicino [Torrebelvicino, W Schio, Véneto, Italy].

Teutloporella vicentina var. *nana* PIA
(Pl. III, Figs. 15–16 [Text-Fig. 8])

In the second of the named localities along with normal individuals of our species also occur some that differ from



them in a series of points. However, the distinguishing features are mostly of a subordinate value and as both populations also show some transitions between each other, I content myself with setting up a variety. Should it prove later that the smaller form also occurs alone, separation as a discrete species would be valid.

Our variety is distinguished primarily by its small size and its smaller number of verticillated branches. The pores go through the calcareous skeleton more or less at right angles. More importantly, a truly consistent distinguishing character appears to be the relatively much smaller height of the segments. As Pl. III, Fig. 16 shows, occasionally the course of the tubules is rather strongly curved, whereby the annular segments on the inner side of the curve can exhibit a peculiar appearance of stunted growth.

Areal distribution and range: This species is known to date only from one locality, the Spizze Limestone on the south slope of the upper limestone cap of Mt. Enna, above Torre Belvicino.

Teutloporella triasina SCHAUROTH
(Pl. IV, Figs. 12–19 [Text-Figs. 9–11])

Chaetetes triasinus SCHAUROTH 1855-1

Gyroporella triasina GÜMBEL 1872-1

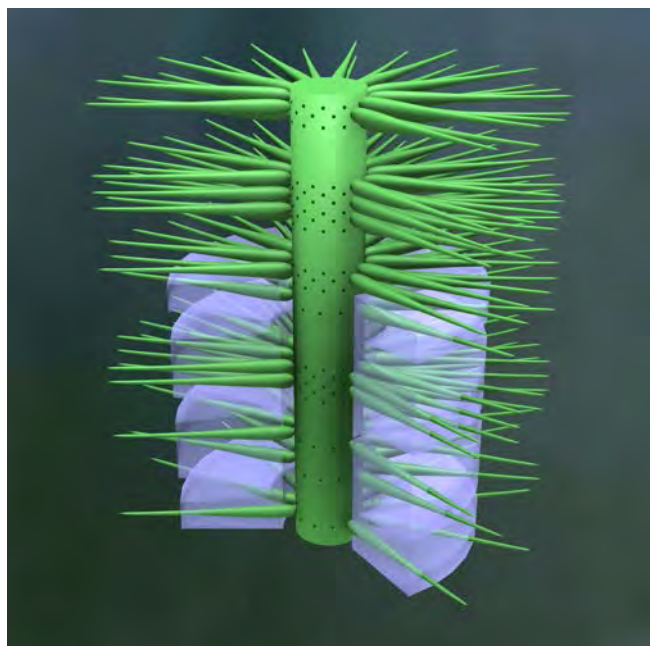
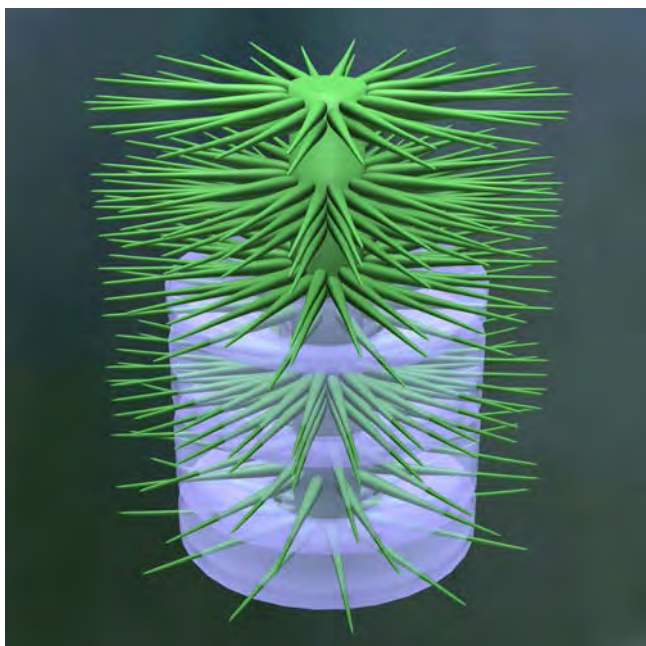
Diplopora triasina TORNQUIST 1900-4

The form of the plant is straight or at most slightly curved. The branches are arranged in quite typical verticils that follow closely on one another. In most cases they are decidedly oblique to the main axis and are curved upward. The fertile part of each lateral branch is rather sharply separated from the assimilatory portion, because the tapering takes place in a rather short distance. Several places in Pl. IV, Fig. 15 show clearly that a thin part of the branch can occasionally be pushed into the thick one, as the accompanying Text-Fig. 10 shows.

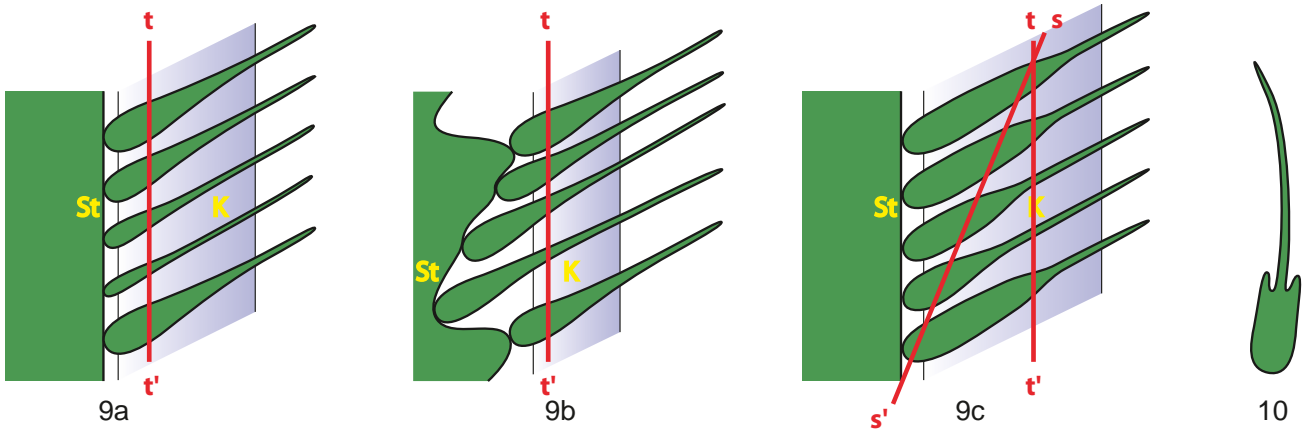
A tangential axial section of the inner cavity exhibits a very conspicuous phenomenon as in Pl. IV, Fig. 12 or 16. Namely, we see here that the thickness of the sec-

tioned pores gradually increases in size from bottom to top through several verticils, then abruptly returns to its original size. I subsume the array of pores from the thinnest to the thickest under the name «verticil series». Manifestly, the interpretation of this phenomenon is open to numerous possibilities. First, one might accept that the thickness of the verticillated branches actually varied (see Text-Fig. 9a). However, Pl. IV, Fig. 15 proves this interpretation impossible for in an appropriate diagonal placement of a section all pores of a series show the same thickness. But there are also several other interpretations still possible. One could imagine that the diameter of the main axis increases at regular intervals and then decreases again (Text-Fig. 9b), so that a tangential section approximately parallel to the axis would hit some of the branches at a more distal (thinner) place and some at a more proximal (thicker) place. I personally am not satisfied with this rather forced interpretation. It seems much more probable to me that the thickened part of the branch was wider at some times, narrower at others, *i.e.* that the fertility of the successive branches fluctuated periodically. I believe that this concept should be recommended especially because it is the nearest approach to the recent analogs of the development of verticil series mentioned at the beginning of this chapter. It was the basis for Text-Fig. 9c and the reconstruction of Text-Fig. 11. Incidentally, it seems that occasionally series may not be developed.

Also noteworthy is the behavior of the calcareous skeleton with respect to its segmentation. The degree to which it is developed varies greatly with the individual of which the illustrations Pl. IV, Fig. 13 and Pl. IV, Fig. 14 may represent extreme instances. As a rule we have to do only with shallow and very oblique incised furrows. The height of the rings constructed in this way coincides in general with that of the verticil series; in particular cases, however, the edge of either one diverges from the other. Because it is developed so rarely I can hardly conceive that this arrangement is functional. Taking into consideration its great variability, which, as is generally known, is taken as indicative of



Text-Fig. 8.
Reconstruction of *Teutloporella vicentina* var. *nana* (like Pl. VIII, Fig. 8).



Text-Fig. 9. (a-c).

Three possible interpretations for the tangential section of *Teutloporella triasina*. K = calcareous skeleton St = main axis t-t' = tangential section (Pl. IV, Fig. 16) s-s' = oblique section (Pl. IV, Fig. 15).

Text-Fig. 10.

Longitudinal section through a branch of the specimen in Pl. IV, Fig. 15.

regression, it seems to me highly acceptable that we are dealing with a rudimentary annulation. It possibly derived from a state that is fully and completely represented by *Teutloporella vicentina*. We shall return to this phylogenetically important fact in the section concerned with phylogeny.

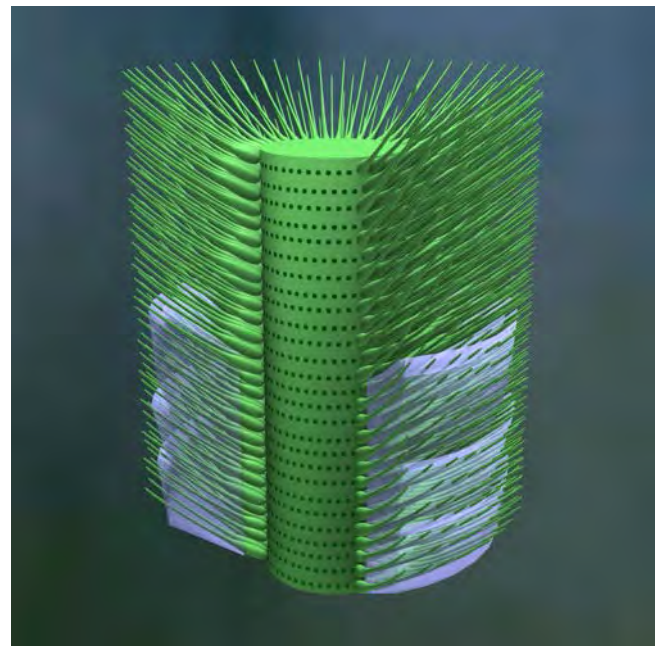
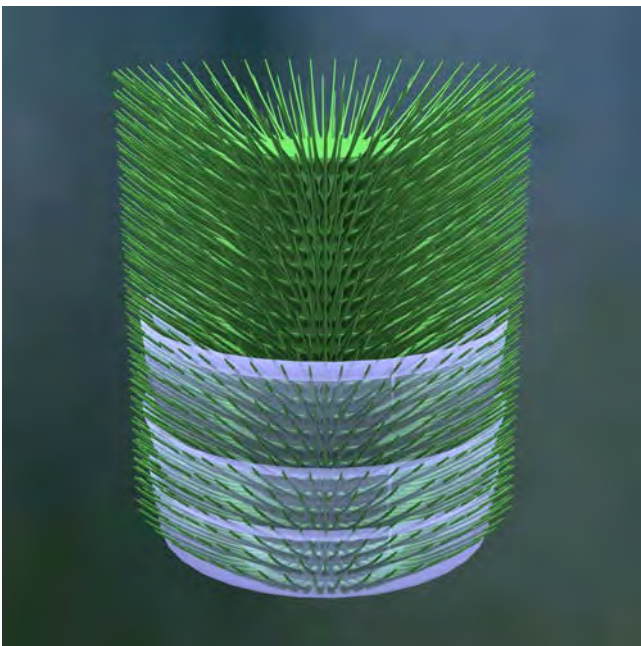
The segmentation of the calcareous skeleton visible in thin section differs from that of weathered-out specimens. In the latter it usually occurs more distinctly and in all individuals. Probably it originates primarily through great differences in resistance to weathering of the discrete parts of the calcareous skeleton that in turn might be related to the structure of the verticil series.

Areal distribution and range: This species seems to be characteristic of the lower south-Alpine Muschelkalk. Localities:

1. base of the Spizze Limestone. St. Ulderico in Tretto, northern Schio [Sant'Ulderico, N Schio, Véneto, Italy] [Pl. IV, Figs. 12–14].

2. Recoaro Limestone. Mt. San Rocco, Tretto [San Rocco, N Schio – N Santorso, Véneto, Italy] [Pl. IV, Fig. 17].
3. Dactylopore Limestone from the Mt. Spizze level. Monte Civillina, toward Val Retassene, Recoaro [Retassene, ESE Recoaro Terme, W Schio, Véneto, Italy].
4. (see 2) Virgloria Limestone. Venedig, Mt. San Rocco, Tretto [San Rocco, N Schio – N Santorso, Véneto, Italy] [Pl. IV, Figs. 15–16].
5. lower Muschelkalk. Ablitzen Ravine, northwest of the lower Bombasch valley near Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli – Venezia Giulia, Italy].
6. lower levels of Mt. Spizze limestones. Loose blocks eastward below Mt. Spizze near Recoaro [Recoaro Terme, W Schio, Véneto, Italy].

Remark: The rather poorly preserved specimens reproduced on Pl. VII, Figs. 18–19 differ in some respects from typical *Teutloporella triasina* so perhaps it concerns a separate, but certainly very closely related species. The ma-



Text-Fig. 11.

Reconstruction of *Teutloporella triasina* (like Pl. VIII, Fig. 8).

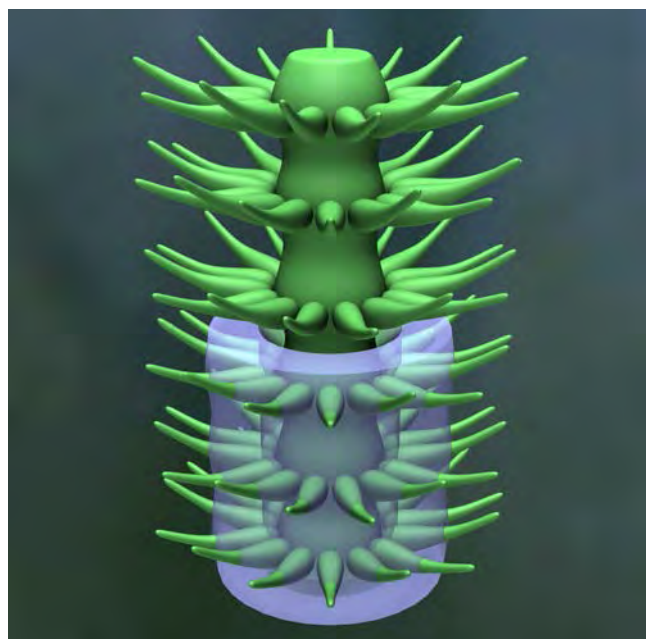
terial does not warrant the introduction of a new species name. The special characteristics appear best in the tangential section of Pl. IV, Fig. 18. Here too we recognize a periodic change in the diameter of the cross sections of the pores, but the change from maximum to minimum does not occur suddenly but gradually up and down. Approximately in the middle of the figure is a verticil of which the branches are so closely packed that owing to a lack of space there is a conspicuous flattening that I have not yet observed in the typical *Teutloporella triasina*. The dimensions do not seem to be substantially different in the two forms.

Locality: Lower Muschelkalk, north Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli – Venezia Giulia, Italy], westward below the Zirkel pass, on the way to the «Hole».

Oligoporella nov. gen.
(Pl. VIII, Fig. 13)

A small number of relatively thick pores taper outward more or less strongly, but this applies strictly only to the upper part of the plant. In primitive species the basal verticils could be of the phloiophorous type. To date all known species are euverticillate. Spore development probably took place in the swollen distal portion of the verticillated branches. Undoubtedly this genus has much in com-

<i>Oligoporella</i>	<i>Teutloporella</i>
Number of branches in a verticil 10–20.	Number of branches in a cross-section (in normal individuals) always over 30, up to 60.
Only euverticillate forms known.	A majority of forms is proverticillate.
Verticils separated by distinct intervals.	Verticils when present, set densely, touching each other.
Verticils commonly closely packed.	Verticils when present, always very simple.
Almost certainly derived from <i>Macroporella</i> .	Origin unknown, if derived from <i>Macroporella</i> , independent for sure.



Text-Fig. 12.
Reconstruction of *Oligoporella pilosa* (like Pl. VIII, Fig. 8).

mon with the genus *Teutloporella*. Originally I considered both of them as subgenera of a single genus. However, their habitus is so different and so easily recognizable that for practical reasons complete separation appears to be recommended. Also the importance of the distinguishing characteristics compiled in the following table must not be underestimated, so nominating two discrete genera seems fully justified at this time. During the development of the phylogenetic section I became convinced that the two genera are quite remote from each other phyletically. Of all of the Diploporids *Oligoporella* resembles most the juvenile stages of *Neomeris* that we have already remarked on in the comment on the anatomy of the trichophorous type. As we shall see again, there is a certain probability that we are dealing with an interesting and in the plant kingdom a very rare case of the validity of HAECKEL'S basic law of biogenetics.

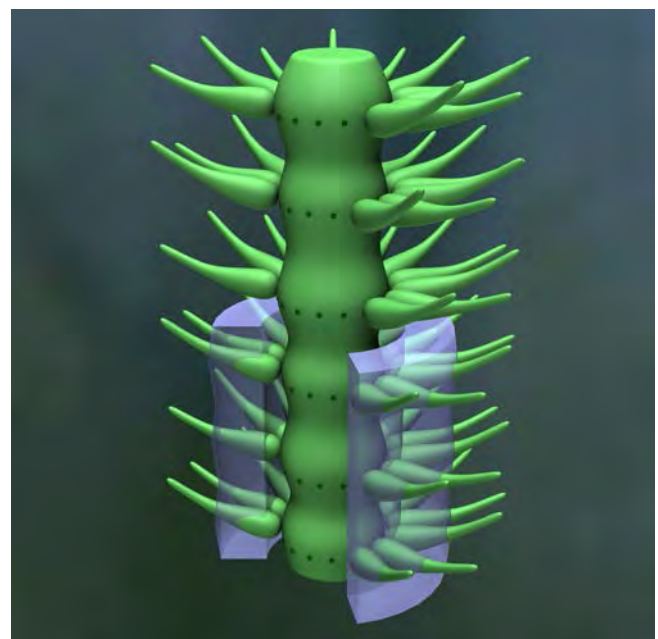
Areal distribution and range: Muschelkalk of the northern Calcareous Alps and the Dinarides.

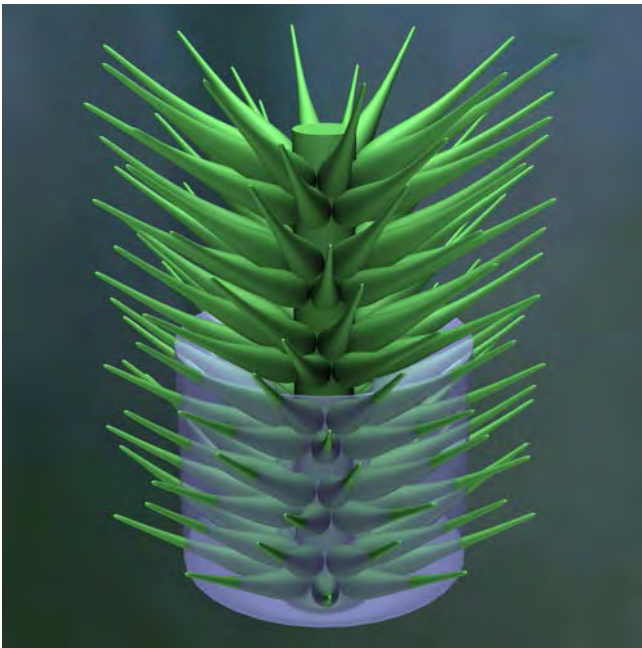
Oligoporella pilosa nov. sp.
(Pl. IV, Figs. 1–8 [Text-Fig. 12])

The genus *Oligoporella* is based on this species. Occasionally the calcareous skeleton shows a slight curvature. The canaliculae that occur in relatively dense verticils taper outward only moderately but for the most part very clearly. As a rule the verticils are well separated from one another by pore-free spaces, but exceptionally they are quite close together (Pl. IV, Fig. 8). The rather thin-walled calcareous skeleton is mostly unsegmented. However, it occasionally develops a well-marked bulge (Pl. IV, Fig. 6).

Areal distribution and range: To date examples of this species are known only from the Muschelkalk of Dalmatia and precisely in the vicinity of Budua [Budva, Montenegro].

1. Muschelkalk, limestone facies, west of Lapčić [Pl. IV, Figs. 1–7].
2. Muschelkalk, limestone facies, between Stanišići and Grkova voda valley [Pl. IV, Fig. 8].
3. Muschelkalk, sandy marl facies. Ivanovići.





Text-Fig. 13.
Reconstruction of *Oligoporella serripora* (like Pl. VIII, Fig. 8).



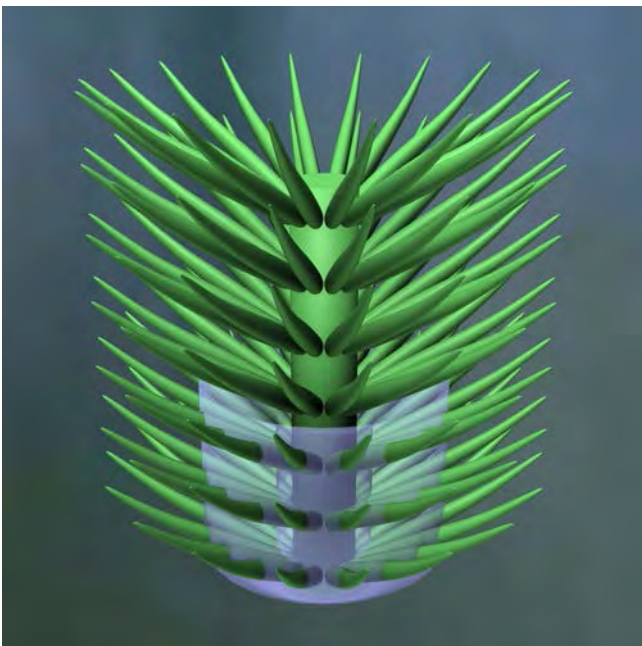
Oligoporella serripora nov. sp.
(Pl. IV, Figs. 9–11 [Text-Fig. 13])

This species is closely related to *Oligoporella pilosa*. The average size is somewhat less, the verticils are more closely spaced so that they appear to be biserial. The inclination of the branches against the main axis is rather large. But the most striking difference is that the pores taper very sharply outward. At least in part this may be related to the greater thickness of the calcification. The inner cavity (and obviously the corresponding main axis) are proportionately narrow.

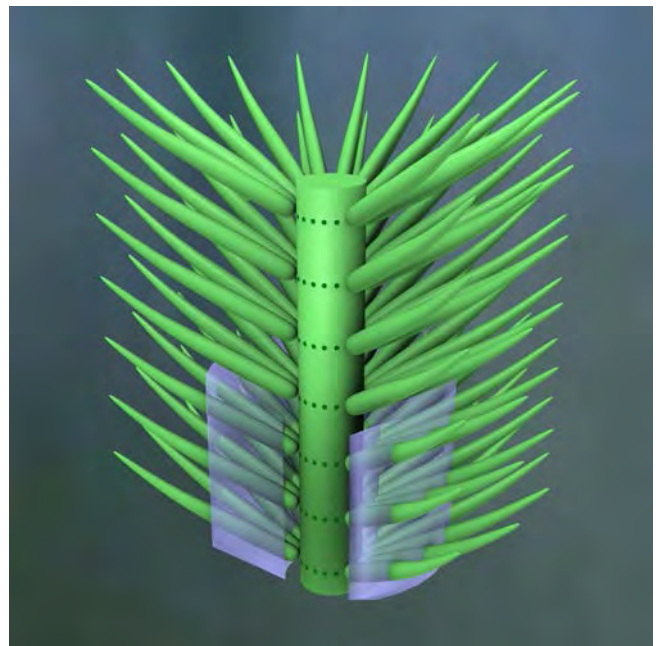
To date only one locality is known: Muschelkalk, Sarenkofel.

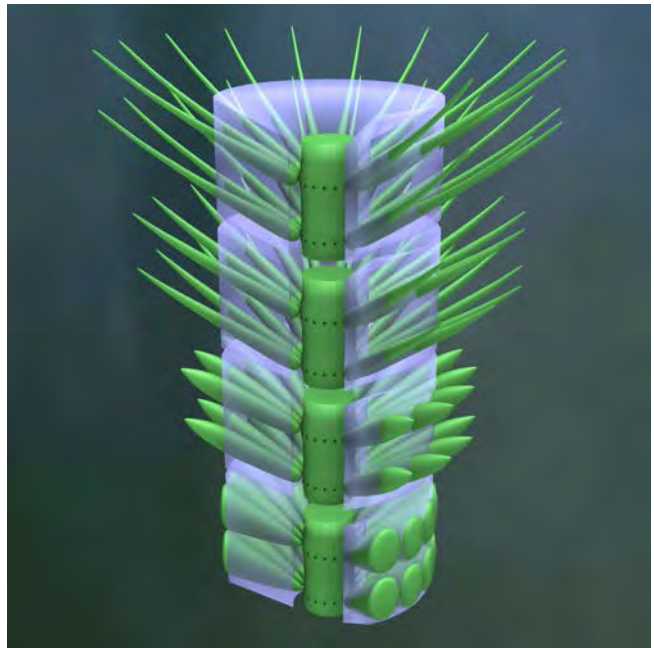
Oligoporella prisca nov. sp.
(Pl. V, Figs. 1–8 [Text-Figs. 14–15])

This species presents very noteworthy and phylogenetically important peculiarities. Originally I had allocated the several cross sections made from samples that had been submitted to me not just to two separate species but even to discrete genera. Looking at the figures – Pl. V, Fig. 7 and Pl. V, Fig. 8 –, one might not hesitate to assign the first to *Oligoporella* and the second to an euverticillate *Macroporella*. I might never have known the error of such a judgment, although both forms always occur together in the same rock, and certain slides like Pl. V, Fig. 6 show a transition, if a lucky accident had not given me an unusually long and



Text-Fig. 14.
Reconstruction of *Oligoporella prisca* (like Pl. VIII, Fig. 8).





Text-Fig. 15.
Four details from a longitudinal section of an example of *Oligoporella prisca*. They show the gradual change in form of the verticillated branches from bottom to top.

favorably oriented tangential section, Pl. V, Fig. 1. This slide shows at one end (the lower one judging from the angle of the branches) an unquestionable widening of the pores outward while at the other end they contract somewhat in the distal direction. So the same specimen combines the characteristics of *Macroporella* and *Oligoporella*. At first sight this appears to put in question the foundation of the entire system of our classification. Through closer examination of the relationship depicted we, however, detect a phylogenetically most informative analogy with recent Siphoneae verticillatae. We know, that is to say, *i.e.* from *Neomeris* that the lowest verticillated branches have a more primitive construction than the upper ones and represent the juvenile stages. On the other hand, as I shall have occasion to explain later, these juvenile stages recapitulate phylogenetically older stages. Too, we have good reason for the assumption that *Oligoporella* was derived from *Macroporella* (see the section on phylogeny). I feel, there also, that a completely plausible explanation of the observations is the presumption that the lower phloiophorous type verticils of *Oligoporella prisca* is a recapitulation of an ancestral form. Not only does it give a picture of the juvenile stages of this, but also of several other trichophorous species. In Text-Fig. 15 I have attempted to represent how a transition from phloiophorous and trichophorous verticils might, perhaps, be conceived. Maybe relationships similar to those of the present species exist to a lesser extent in *Oligoporella porosa* where the degree of tapering of the pores also changes.

The basal part of *Oligoporella prisca* is not easily mistaken, for up to now it is the only confirmed phloiophorous form with an euverticillate configuration of the verticillated branches. The narrowness of the inner cavities in the upper section of the plant resembles those of *Oligoporella serripora* but it is immediately distinguishable by the lesser amount of tapering in the verticillated branches that in most cases is even less than in *Oligoporella pilosa*. In contrast to the two other species of the genus the pores are arranged entirely as simple verticils. In the outer part of the calcareous

skeleton this regularity is certainly blurred, as Pl. V, Fig. 1 shows, and indeed, not all of the pores originally present may be visible.

Areal distribution and range: This species seems to be confined to the Reifling Limestone of the northern Alps, as much as one can presume so far. Localities:

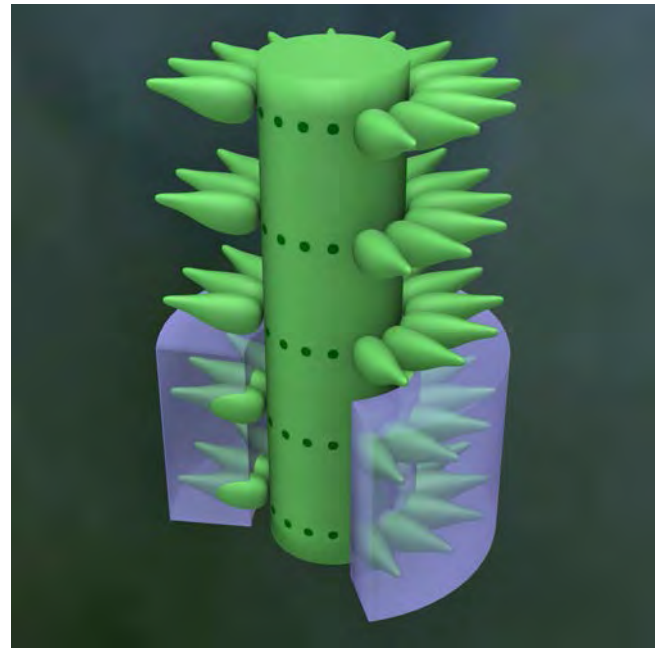
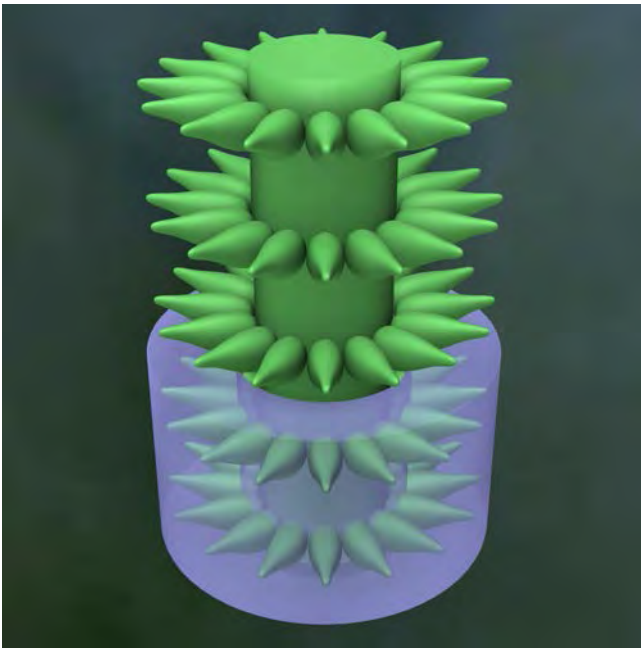
1. Schlegelberg [Sandkogel] above Vorderstaff near Schwarzenbach an der Pielach [S Schwarzenbach an der Pielach, Niederösterreich, Austria] [Pl. V, Figs. 3–7].
2. Schwarzenberg near Türnitz [S Schwarzenbach an der Pielach, Niederösterreich, Austria] [Pl. V, Fig. 8].
3. Reiflinger Limestone. East Benn Alps, SW Klein-Zell [Kleinzell, Niederösterreich, Austria] [Pl. V, Figs. 1–2].

Physoporella STEINMANN
(Pl. VIII, Fig. 14)

STEINMANN 1903-1 and 1903-2

The type of verticillated branches I have defined as pyriferous is decisive in an assignment to this genus, that is the pores terminate blindly, but differ from the vesiculiferous type in that the calcareous skeleton shows no distal widening. As a rule the basal part of the branches is the thickest. All species known to date have Pore Series, and on phylogenetic grounds it is probable that this arrangement is typical of the entire genus for presumably it was derived from the already euverticillate *Oligoporella*. In our genus the occurrence of closely spaced biserial verticils is common (apparently in more specialized forms). The type of segmentation of the skeleton that we have learned to call «bulge» reaches an extreme development in some forms assigned here.

Physoporella is, as it were, a counterpart of *Gyroporella*. In the growing plant the assimilatory function of the verticillated branches quite obviously retrogresses. We must also suppose that the juvenile stages of its development are similar in structure to those of *Oligoporella*. By the way, I feel it is probable, at least in primitive species like *Physoporella pau-*



Text-Fig. 16.
Reconstruction of *Physoporella pauciforata* (like Pl. VIII, Fig. 8).

ciforata, that the last shoot on all of the branches also had assimilatory filaments. However, before calcification was complete, these filaments dropped off. The basal part of the branches was converted into a sporangium that for better protection was completely coated with lime. In specialized forms like *Physoporella minutula* the formation of filaments on fertile shoots may already have been suppressed completely.

Areal distribution and range: So far this genus seems characteristic of the Muschelkalk of the East Alpine systems and is rather widespread in them, for it is found not only in the northern Calcareous Alps, but also in the Tauern Triassic and in certain Swiss Klippes including the East Alpine nappes.

Physoporella pauciforata GÜMBEL
(Pl. V, Figs. 9–19 [Text-Fig. 16])

Gyroporella pauciforata GÜMBEL 1872-1

Physoporella pauciforata STEINMANN 1903-2

The calcareous skeleton is cylindrical and linearly prolate without any marked segmentation. The lateral branches occur in true, simple and often very regular verticils. They are egg- or pear-shaped, more or less elongated and taper outward. Mostly they are completely enclosed in lime. Occasionally, however, a tapered pore perforates the skeleton (see Pl. V, Figs. 11 & 14). Since this occurs only exceptionally and, it appears, involves only single pores of a plant, I do not consider that much importance should be attached to it. The openings can scarcely be considered as passageways for the filaments, but only as accidental openings that would disappear if the calcareous layer were thicker. The angle of the verticillated branches and the distance between the verticils are subject to great variation.

As a whole our species displays the essential attributes of the genus *Physoporella* without specific complications. Thus it may pass for the type of the genus.

Areal distribution and range: For the present *Physoporella pauciforata* can only be strongly presumed as designating a

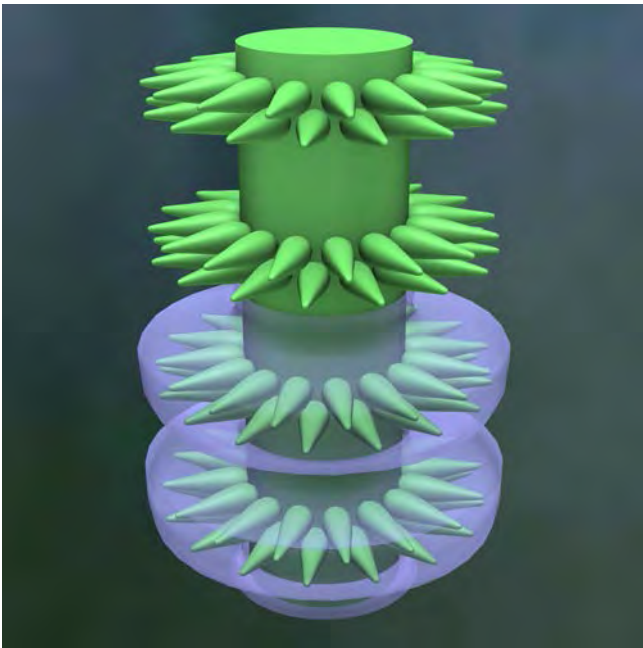
given portion of the Muschelkalk, perhaps correlative with the Reiflinger level, while it does not appear to occur in the Wetterstein Limestone. It is worth mentioning that so far our species is the only one that has been found in the central Alps with *Diplopora debilis*. That is to say that I succeeded in assigning to it with considerable confidence a find in a gastropod-bearing limestone in the Nesslinger cliff near Krimml (Pl. V, Fig. 17. See also STEINMANN, 1910-2). This occurrence argues in favor of my view that the limestone in question is not the equivalent of the typical Tauern dolomite with *Diplopora debilis*. Localities:

1. North slope of the Brandmauer near Puchenstuben [Pl. V, Figs. 9–12].
2. Schwarzenberg near Türritz [Niederösterreich, Austria] [Pl. V, Figs. 13–16].
3. (?) Muschelkalk. Brenn Alps, Road to Rumpelzbauer.
4. dolomite with Gyroporellae and crinoids. Brecciated piece of the upper Muschelkalk between Süs- and Sarenkofel.
5. (?) *Gyroporella* limestone at the uppermost part of the Muschelkalk group. South slope of the Sulzberg near Fadental-Wolster, Mariazell.
6. (?) Upper Muschelkalk. Block between Badmeister and Süskofel.
7. Nesslinger cliff near Krimml [Pl. V, Fig. 17].
8. Schlegelberg [Sandkogel] above Vorderstaff near Schwarzenbach an der Pielach [S Schwarzenbach an der Pielach, Niederösterreich, Austria] [Pl. V, Fig. 18].

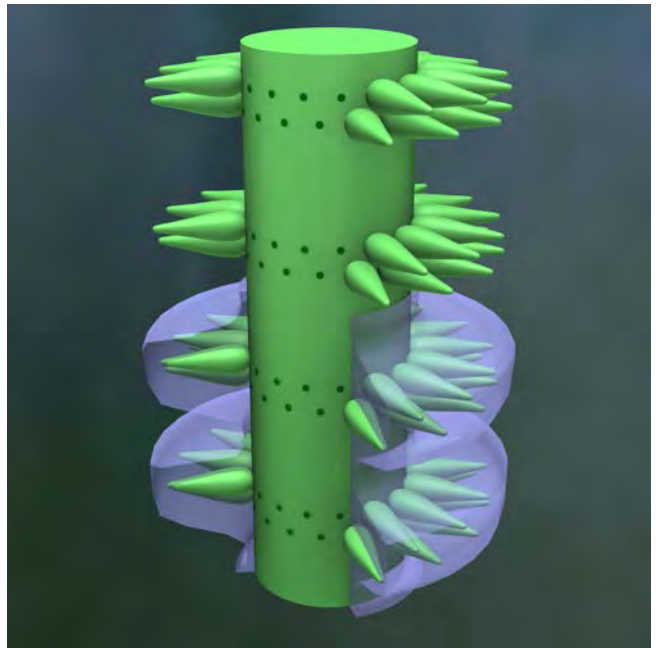
Physoporella dissita GÜMBEL
(Pl. VI, Figs. 1–4 [Text-Fig. 17])

Gyroporella dissita GÜMBEL 1872-1

The most conspicuous feature of this species is the segmentation of the calcareous skeleton. At first sight it appears that it is a typical annulate form. However, closer inspection shows that there is never more than one verticil to a segment. Therefore I believe we are more in accord-



Text-Fig. 17.
Reconstruction of *Physoporella dissita* (like Pl. VIII, Fig. 8).



ance with the facts if we interpret the segmentation of our species as an extreme of bulge development, as an enhanced advancement of the behavior displayed in some specimens of *Oligoporella pilosa* (Pl. IV, Fig. 5) and also in the same way in *Physoporella minutula*, described below. This is even more true because true segmentation occurs neither in *Physoporella* nor in the related *Oligoporella*.

The branches, always tapered distally, are arranged in serried, tightly packed verticils most of which have a very regular biserial structure. The outer surface is always completely enclosed in calcite.

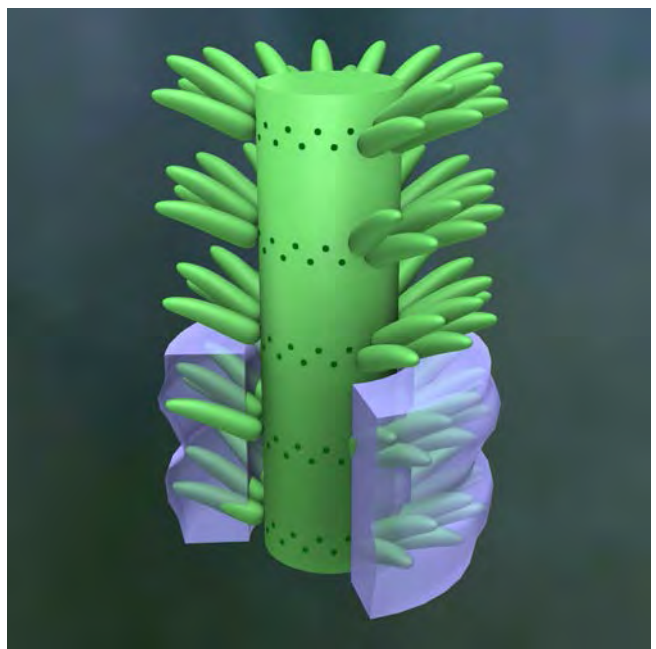
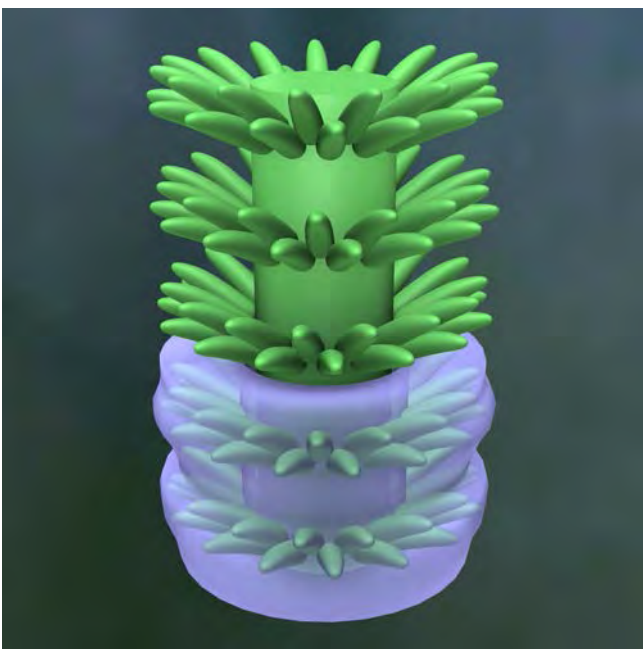
Areal distribution and range: For this species only one rock sample is available to me with the data: Light-colored massive limestone, a bed intercalated between the top of

the Gutenstein Limestone and the base of the black, siliceous nodular limestones (Reiflinger Limestone). Tiefenbach graben near Saalfelden.

Physoporella minutula GÜMBEL
(Pl. VI, Figs. 5–12 [Text-Fig. 18])

Gyroporella minutula GÜMBEL 1872-1

The calcareous skeleton of this species shows every transition from an almost smooth outer surface to deep decisive segmentation that almost approaches the state of *Physoporella dissita*. See the transitional series on Pl. VI, Figs. 5–8. I believe it is entirely clear here that we are dealing only with an enhanced undulation. Again the branches are arranged in closely spaced biserial verticils (see in particular the detached segment in Pl. VI, Fig. 10). However,



Text-Fig. 18.
Reconstruction of *Physoporella minutula* (like Pl. VIII, Fig. 8).



Text-Fig. 19.
Reconstruction of *Kantia philosophi* (like Pl. VIII, Fig. 8).

their shapes differ from the species described previously. Their form does not taper outward, or the tapering is only scarcely perceptible. On the contrary their shape is a tube with rounded distal ends, or, if you will, sausage-like.

Areal distribution and range: Only a single rock sample with the data: Wetterstein Limestone. Zweeken Alps near Mythen, Canton of Schwyz.

Kantia nov. gen.
(Pl. VIII, Fig. 15)

This genus is characterized by being metaverticillate and phloiophorous with a tendency toward the vesiculiferous type. It seems to represent a very discrete group of forms. All currently known species are truly annulated, perfectly straightly prolate, and calcification in all of them reaches the main axis which comparatively is very thick. Probably some specialized, specifically modified branches served as sporangia. Possibly the transformation always affected an entire tuft.

As far as is known, the distribution of the genus is restricted to the Muschelkalk of the Dinarides.

Kantia philosophi nov. sp.
(Pl. VI, Figs. 17–21 [Text-Fig. 19])

The study of this species was of special importance to me, for favorable conditions permitted observation of a series of relationships that are also applicable to other forms. Above all, this species caused the concept, «metaverticillate» to be set up. As may be concluded from the almost completely smooth character of its inner surface, the calcareous tube was directly in contact with the main axis. This leads the observer to adopt two points of view: in the first place the basal part of the verticillated branches is preserved, where branches of the same tuft are closest to one another (see in particular Pl. VI, Fig. 19) and thereby that these tufts truly exist becomes distinctly unquestionable. Now it would be certainly very suggestive to compare these groups of branches with the secondary verticillated branches of *Neomeris* and its relatives. However, in

the shared stem of the tufts there is no place left that corresponds to the primary verticillated branch of *Neomeris*. There can also be no doubt that the pores representing branches are not secondary but are primary verticillated branches that from a point on the main axis diverge from each other outward.

At their distal end the pores were apparently closed by a somewhat outwardly curved thin calcareous sheet, but it was obviously very delicate and in many cases was destroyed. Probably the outer membrane of the verticillated branches was not calcified to the same extent in all individuals. In any case, we have before us a phloiophorous species approaching the vesiculiferous type. I strongly doubt whether here, as (was the case) in *Gyroporella*, all lateral branches served as sporangia, for they show no trace of a bubble-like enlargement. On the other hand we see on Pl. VI, Fig. 20 on the left of the middle section two pores that in the middle of the calcareous skeleton end with conspicuous swellings. They could easily correspond to sporangia, all the more because we shall get to know a similar occurrence in the related *Diplopora annulata*. But after all this interpretation is not yet reliable.

The calcareous skeleton is divided into segments the height of which varies greatly. The furrows occasionally reach the inner cavity. Their outer edges frequently come closer together again.

The main axis, that in this case we know the shape of, was cylindrical without any constrictions. Its diameter is very large in comparison to the length of the branches.

Areal distribution and range: Up to now only one locality: Lower Muschelkalk. N Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli - Venezia Giulia, Italy]. Below Punta Lonas on the trail to the Kron-Halter hut. Together with *Gyroporella ampleforata*.

Kantia hexaster nov. sp.
(Pl. VI, Fig. 13)

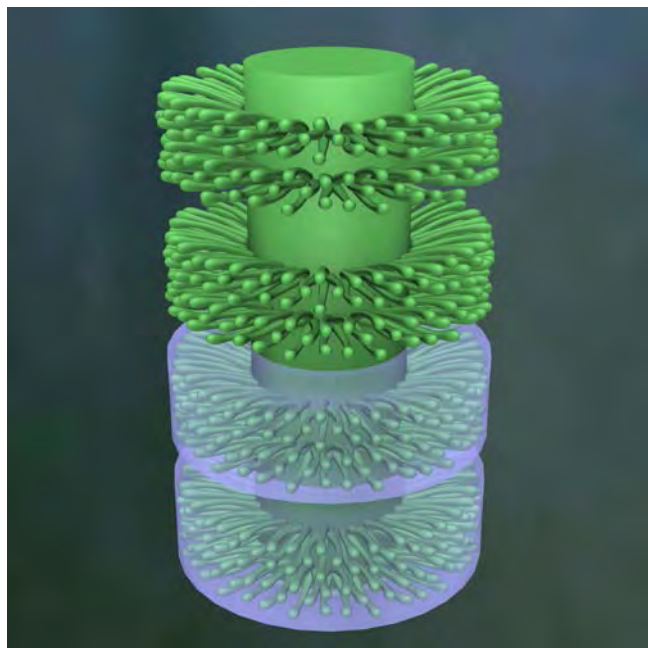
Unfortunately I have to hand only one example that apparently represents only one segment which is bounded

above and below by natural separation surfaces. Compared to the last species it shows the following differences (see the table of dimensional relationships): There are six pores in a tuft. The diameter of the tubes should be only half as large as in a well-developed *Kantia philosophi*. Probably the number of tufts in a verticil was substantially less than 20. The systematic importance of these characteristics is not great; however, it seems to me, at least for the present, their total makes necessary a separation into two species, but it is also not impossible that the study of additional material will bring to light a complete transition between them.

Locality: Muschelkalk, west of Lapčić. Budua sheet, Dalmatia [Budua, Montenegro].

Kantia dolomitica nov. sp.
(Pl. VI, Figs. 14–16 [Text-Fig. 20])

The weathered specimens of our species have an extraordinary resemblance to *Diplopore annulata* and at first I did not doubt its affiliation with this species. However, the study of thin sections, for which, by the way, the material was not very suitable, made it appear probable to me that I was dealing with a *Kantia*, and in fact with a species with much closer connection to a vesicular type than *Kantia philosophi*. It seems to me that the best evidence for this is Pl. VI, Fig. 14 and the uppermost part of Pl. VI, Fig. 16. In particular the first section shows clearly the bulbous dilation at the end of the branches, which unquestionably are arranged into tufts. This species is distinguishable from the two preceding ones by the much thinner shape of the branches. On Pl. VI, Fig. 16 it is noticeable that the terminal widening can be seen clearly only in the upper part. Perhaps we should interpret this as indicating that only a part of the plant was fertile. An outer opening of the pores was never observed. Some of the branches are perpendicular to the main axis, some are oblique. Most are curved slightly. Too, the height of the segments is most variable again. We must have to do with a highly specialized *Kantia*, as the geologic level confirms.



Text-Fig. 20.
Reconstruction of *Kantia dolomitica* (like Pl. VIII, Fig. 8, but inverted, the longitudinal section is above).

Locality: Up to now: Schlern Dolomite. Val Sorda near Latemar in Fleimsvalley, South Tyrol (today: in Italy).

Diplopore SCHAFFHÄUTL
(Pl. VIII, Fig. 16)

SCHAFFHÄUTL 1863-1

I limit this generic name to the *Diplopore annulata* group, i.e. to the metaverticillate, trichophorous Diploporeids. As the species just named is the only well-known representative of this type it is hard to determine additional definitive characteristics for the whole genus. In particular, it remains doubtful whether segmentation (annulation) is a general generic characteristic. However, it seems to be probable because it is a characteristic of all of the closely related *Kantia*e. At least in typical cases the verticillated branches are filamentous and relatively thinner than in all other Diploporeids. Perhaps sporangia occurred as more or less spherical swellings on a few verticillated branches. In these cases, their lesser number would be noteworthy as permitting the presumption of extensive vegetative reproduction.

I consider this genus as the most highly specialized of the Triassic dasycladaceans known to date.

The distribution of this genus is very extensive, for it occurs as a rock builder not only in the northern Calcareous Alps, in the central Alps and in the Dinarides, but also in areas that are not Alpine, namely the Muschelkalk of Upper Silesia (Oberschlesien).

Diplopore annulata SCHAFFHÄUTL
(Pl. VII, Figs. 1–17; Pl. VIII, Figs. 1–2 [Text-Figs. 21–22])

Nullipore annulata SCHAFFHÄUTL 1853-1

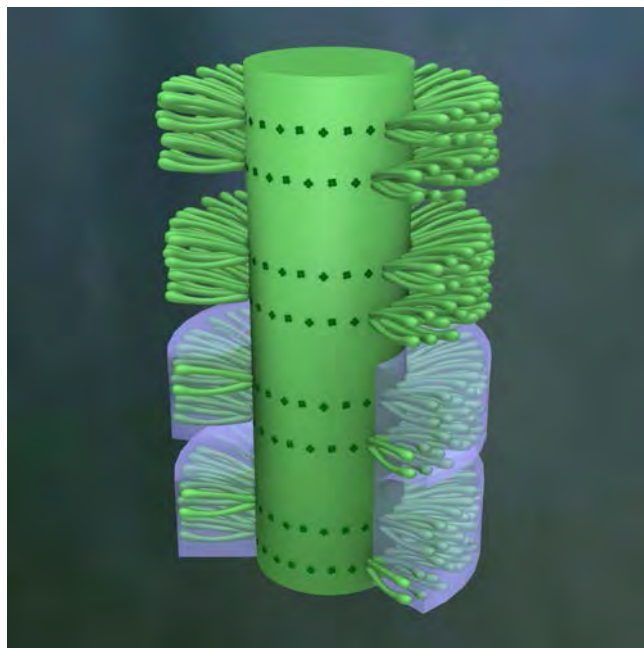
Gastrochaena annulata STOPPANI 1857-1

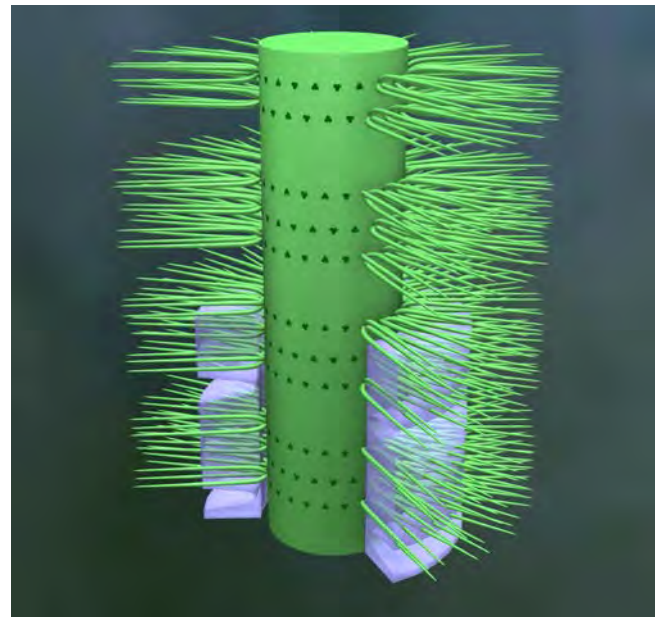
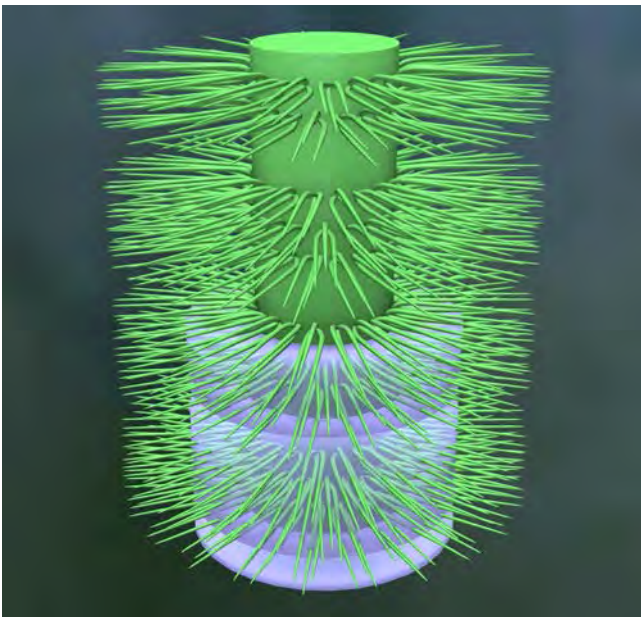
Gastrochaena obtusa STOPPANI 1857-1

Chaetetes annulata GÜMBEL 1861-1

Diplopore annulata SCHAFFHÄUTL 1863-1

Diplopore porosa SCHAFFHÄUTL 1863-1





Text-Fig. 21.
Reconstruction of *Diploporella annulata* (like Pl. VIII, Fig. 8).

- Diploporella articulata* SCHAFFHÄUTL 1863-1
Cylindrum annulatum ECK 1865-1
Dactyloporella annulata REUSS 1866-2
Gyroporella annulata GÜMBEL 1872-1
Gyroporella cylindrica GÜMBEL 1872-1
Gyroporella multiserialis GÜMBEL 1872-1

All previous authors have maintained more or less decidedly that the number of Pore Series in one annular segment is an invariable specific determinant. *Diploporella annulata* was the only form described in which this number amounts to 2, while those samples with more rows were segregated under various names (see the discussions in older literature). Well apart from the fact that in a metaverticillate genus like the present one true Pore Series are never seen, through precise studies of very rich material I have now I satisfied myself with complete certainty that a classification of the diplopores into species based on the number of verticils in a segment is impossible. Segments with two pore rows (= a tuft) occur at all only with extreme rarity and always as but one example in a slide together with numerous variants; however it then seems, as far as observations go, that the number of rows remains unchanged throughout the whole individual. But in segments of greater height the number of verticils usually varies from segment to segment. Accordingly, if we eliminate completely from the definition of a species the number of verticils in a segment, then the thus more broadly subsumed *Diploporella annulata* may be described as follows:

The calcareous skeleton is perfectly cylindrical and straightly prolate. If the sample obtained is long enough it almost always shows approximately horizontal incised annular furrows that cut it into segments. Most of the furrows are not very wide and reach almost to and occasionally touch the inner cavity. Their two walls do not tend to curve gently and push into each other but meet at a sharp angle. The outer edges of the furrows often approach each other, occasionally even touching (see Pl. VII, Fig. 12). The height of the segments is not only extremely variable in different specimens but also in any one specimen.

At first sight the thin pores appear most often to be placed entirely at random. To determine their true position one must look for those specimens in which the inner cavity is especially narrow, in which calcification extends further than usual towards the main axis (see Pl. VII, Figs. 1-2 & 12; *etc.*). Then one sees how, in the innermost portion of the calcareous skeleton several pores (according to previous observations always three) converge until they finally touch. This means we have to deal with a metaverticillate form. The corresponding verticillated branches diverge very rapidly at first, then run almost parallel (see in particular Pl. VII, Fig. 1, left, where such tufts extend its full width). In most cases only this outer part is calcified.

Occasionally the calcification extends somewhat inward between discrete verticil tufts, so that the inner end of the pores come to lie in low furrows, thus indicating their correspondence with verticils (see Pl. VII, Fig. 16 as well as the weathered specimen, Pl. VII, Fig. 3). In one case (Pl. VII, Fig. 17) it was also observed that an annular furrow penetrating inward from the outer side of the calcareous skeleton has a corresponding bulge on the inner surface.

Pl. VIII, Fig. 2 shows a section that through a rare coincidence passes in an almost axial direction through the tip of a specimen. We see that the calcareous skeleton was completely closed, that manifestly growth had already ceased. The verticillated branches in this uppermost part of the plant seem to have been especially thin. According to GÜMBEL and BENECKE the placement of pores should be completely random here. Perhaps this piece of information can be explained thus: here the verticils are especially close together. The remarkably sharp and smooth inner edge of the uppermost part of the calcareous skeleton almost gives the impression that here it lays directly on the main axis, to which the markedness of the convergence of the two pores high up in the upper left would lend support.

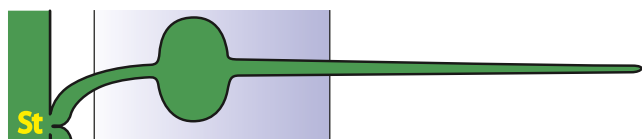
Still there remains a remarkable occurrence to talk about, which is to be seen in the samples figured on Pl. VII, Figs. 9 & 11. We see, in particular on the first figure, about in the middle of the calcareous skeleton, that several adjacent

pores obviously a part of the same verticil show a conspicuous round swelling. It seems clear that the branch continues outward on the other side of them. It is certainly very obvious that these swellings may be taken to be sporangia. However, as the observation is drawn from only two examples on the same specimen, it is not secure enough, for it may well have been a pathological alteration caused by some parasite or other. Certainly the consideration remains that preservation is rarely as good as in this case and that then similar structures might easily be interpreted as no more than dark spots.

Finally, let us refer to Pl. VIII, Fig. 1, though it was put in mainly to prevent misinterpretation. We see here two thalli of *Diplopora annulata* stuck one into the other, the outer one giving a good example for segments with only one verticil. Naturally this involves only an accidental placement of specimens in this position as by the way GÜMBEL had already recognized.

Areal distribution and range: This species seems, insofar as can be determined to date, to be essentially characteristic of the level of the Wetterstein Limestones. But it must be mentioned that I saw a specimen perhaps belonging here in a rock otherwise filled with *Oligoporella prisca* that more than likely corresponds to a deeper level of the Muschelkalk. Localities:

1. Wetterstein Limestone of the Höllengebirge, eastern Austria [Pl. VII, Figs. 3–8].
2. Esino.
3. lighter-colored Wetterstein Limestone. Foot of the Windhag, northeast of Grünau [Grünau im Almtal, S Dorf, Oberösterreich, Austria] [Pl. VIII, Figs. 1–2].
4. darker-colored Wetterstein Limestone. Southward, below Windhag mountain, northeast of Grünau [Grünau im Almtal, S Dorf, Oberösterreich, Austria] [Pl. VII, Figs. 9–11].
5. (?) Spizze Limestone, Muschelkalk. Malurch, north of Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli – Venezia Giulia, Italy], slope toward the Malurch Alps.
6. Spizze Limestone, Muschelkalk. Southwest below the Malurch peak. N Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli – Venezia Giulia, Italy] [Pl. VII, Figs. 12–13].
7. Schindlkogel, east of Mitterbach on the Erlaf [Mitterbach am Erlaufsee, Niederösterreich, Austria].
8. Wetterstein Limestone. Northerly below Steyersteg in the uppermost Bodinggraben [S Breitenau, Oberösterreich, Austria], Sengsen Mountains [Pl. VII, Fig. 8].
9. Wetterstein-Crag.
10. on the slope of the southern mountains on the Attersee [Attersee, Salzburg or Oberösterreich, Austria] between Kalkofen and the “Burgaunatzl”.
11. western foothills of the Mariahilfer Mountains, Gutenstein [Gutenstein, Niederösterreich, Austria].



Text-Fig. 22.
Longitudinal section through a branch of *Diplopora annulata* with a globular broadening (Sporangium?). St = main axis.

12. Upper Triassic (?). Upper Ogorie, lower Muć, northern Dalmatia [N Split, Croatia].
13. (?) between Weissenhof and Durchlass, on the eastern branch of the Weißenbach near Sankt Aegydt am Neuwalde [Niederösterreich, Austria] (loose rocks).
14. Chemnizien Limestone (“oberer Alpenkalk”). Ehrwald (Gaistal) [Tirol, Austria] [Pl. VII, Fig. 17].
15. (?) Schlegelberg [Sandkogel] above Vorderstaff near Schwarzenbach an der Pielach [S Schwarzenbach an der Pielach, Niederösterreich, Austria]. A solitary example in a rock with *Oligoporella prisca*.
16. (?) Mt. Cislon near Neumarkt [Tržič, Slovenia] (from GÜMBEL’s samples).
17. Gartnerkofel near Pontafel [Pontebba / Pontafel, Friuli – Venezia Giulia, Italy] (from GÜMBEL’s slides).
18. Wetterstein Limestone. Brunnenstein, Karwendel.

Diplopora debilis GÜMBEL
(Pl. VIII, Figs. 3–7 [Text-Fig. 23])

Gyroporella debilis GÜMBEL, 1871-1 and 1882-2

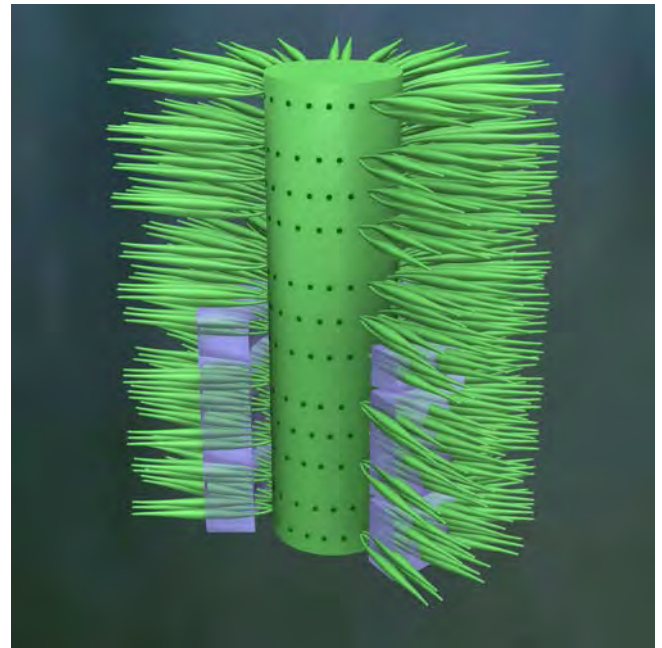
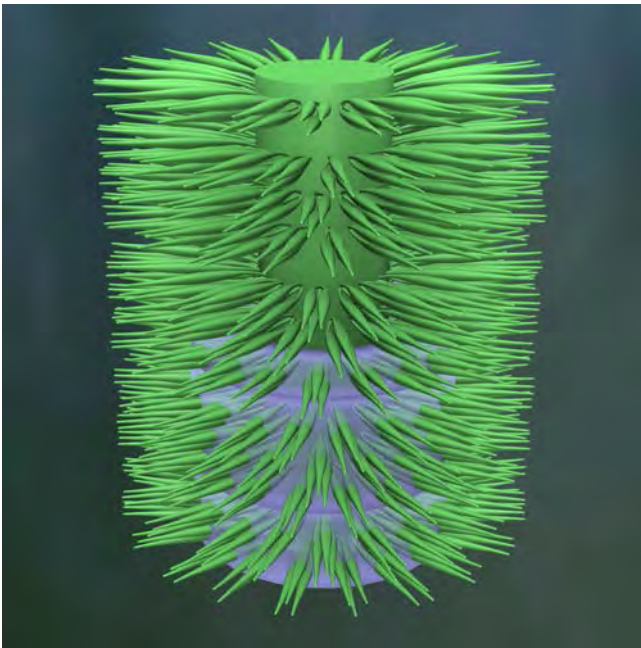
Remarkable for its distribution, unfortunately this species is in many respects poorly known. Its assignment to the genus *Diplopora* is based mainly on the type of its segmentation, which, however, as we have seen in *Teutlopora* and *Kantia* is not a proof, and by the form of the verticillated branches that in most cases are relatively thin and of the same width throughout their length. In addition, there are specimens in which the pores broaden outward very significantly (see Pl. VIII, Figs. 5 & 7). The canaliculae are placed randomly. That a metaverticillate arrangement of the branches exists cannot be proven, but that is not to be wondered at in view of the thinness of the calcareous skeleton.

If the generic assignment is correct, perhaps we are dealing with a transition between *Kantia* and *Diplopora*, from a phloiophorous to a trichophorous type, in which the verticillated branches end in filaments, but occasionally display a hereditary distal thickening, now functionless. On the basis of this assumption our reconstruction sketched an example with pores that widen outward strongly. A comparison with *Oligoporella prisca* is obvious and it would be in fact a very good concept that pores broadening outward are actually in the basal section of otherwise normally constructed individuals.

Our species is distinguished from *Diplopora annulata* in that in addition to an occasional widening of the pores outward, the calcification is significantly thinner. This statement is not to be taken to mean that every example of the first species will be thicker-shelled than those of the second. But a thickness normal for one species will be reached by the other one only exceptionally. The pores of *Diplopora debilis* are closer together than those of *D. annulata*.

Areal distribution and range: So far, this species has been proven with certitude only in the *Diplopora* Dolomite of the Tauern Triassic. Among the numerous localities I have selected the following that have provided me with the best material:

1. road from Tweng to the David Alp [Pl. VIII, Figs. 4–7].
2. road from Mittereckalm to the high bridge over the Taurach near Tweng [Pl. VIII, Fig. 3].
3. just under the Pyritic Shale boundary, below the Pleislinkessels.



Text-Fig. 23.
Reconstruction of *Diploporella debilis* (like Pl. VIII, Fig. 8), specimen with strongly thickened branches.

4. ascent to the Tappenkar, first leg.
5. north slope of the Pleislingkessel, farther westward toward the Pleisling Alp.
6. Moser Mandel.
7. in the Mauls river valley, northeast of the Mauls church. This locality seems to suggest that the so-called Mauls root was connected with the Tauern nappe, rather than the higher east Alpine nappe.

Furthermore it has to be mentioned that the poorly preserved diploporids which I have from Mt. Beletsi in Attica are perhaps better placed here than in *Diploporella annulata*.

B. Phylogenetic section

Compare this entire section to STEINMANN's 1903-1 work and my remarks about it.

Because of our inadequate knowledge of structural groupings in the Diploporidae we cannot do much more than speculate about the relationships of genera and species. Nevertheless, it is hardly possible after long-continued work with such a group that one does not surmise concerning its phylogenetic relationships. I should like the following explanations to be considered more in the sense of an account of a subjective impression rather than a strict scientific statement.

1. General principles

We can differentiate a range of types in the Diploporids on the basis of distinctive characteristics, in particular the form and placement of the verticillated branches, the structure of the sporangia, the segmentation of the calcareous skeleton. Now we must first ask ourselves in each case which type is primitive, which one is to be considered specialized, and in what way these specializations are derived from the primitive forms.

a) Form of the verticillated branches

We start here with the principle that in our family the original condition was that the verticillated branches served

both for assimilation and for reproduction. I hold as derived the types in which the function of the branches is mainly or exclusively reproduction (vesiculiferous, pyriferous).

Difficult and of more substantial importance is the question whether it is the phloiophorous or the trichophorous type that is specialized. As far as the geological occurrence is concerned, in such an insufficiently known group not much weight may be attached to it, but the only Permian Diploporid known is phloiophorous. In the lower and middle Muschelkalk the phloiophores seem to stay abundant and almost equal the trichophores in number, while they have disappeared at Wetterstein Limestone time (with the exception of the very long-lived *Gyroporella* and perhaps – the level does not appear completely reliable to me – *Kantia dolomitica*). Furthermore, most of the phloiophores are proverticillate (except only Kantias). That euvorticillate phloiophores occur is not at all certain according to my material. On the other hand trichophory occurs along with proverticillate positioning only in the otherwise very special genus *Teutloporella*. These grounds suggest that the phloiophorous form is primitive, the trichophore derived. However, to this view the ontogeny of *Neomeris* imposes a substantial difficulty. If we wish to apply our nomenclature to this genus we must certainly call the juvenile stage trichophorous, the adult stage, on the other hand, phloiophorous. Also we see during the development of each individual branch that at the beginning it bears a filament (which for sure – secondarily following a change in function – serves a special purpose, namely the protection of the vegetative spike), later, however, a cortical cell develops. Therefore, here the phloiophorous state clearly follows the trichophorous. I think, however, that this problem is eliminated if we but acknowledge that the cortical cells of *Neomeris* and those of the phloiophorous Diploporids are analogous but not homologous, because those are secondary but these are primary verticillated branches. In my opinion, for homologues we must point to the secondary branches of *Neomeris* and the filaments of the trichophorous Diploporids. The idea

that the same organ first changes from phloiophorous to trichophorous and then reverts to phloiophorous is a most improbable conception. In reality things seem to have been conducted so that the primary verticillated branches bore filaments that (through multiplication of the filaments) became secondary branches, and these last were converted into cortical cells. By the way, we shall come back again to this point at the conclusion of this chapter.

Should my observations concerning the sporangia of the Diploporids be confirmed, I shall consider this state too as a specialization.

b) Placement of the verticillated branches

We may accept that proverticillate placement is more primitive than euverticillate and that this in turn is more primitive than metaverticillate. On the other hand, at first sight it may appear questionable whether we should consider the simple or the closely set emplacement of verticils as the more primitive. The latter may appear to be closer to the proverticillates. But we always see it in forms that judged by other characters must be considered as specialized within their genus, while the most primitive species of a genus (like *Oligoporella prisca*, *Physoporella pauciforata*) when euverticillate always have single-row verticils.

We can think of metaverticillate placement as having arisen directly from the proverticillate or from a closely packed arrangement of verticils. I am not yet in a position to decide which of these circumstances is true. To me the first seems as more probable, for no euverticillate *Macroporella* which we could trace back *Kantia* is known to date.

c) The calcareous skeleton

I think that in our family the calcareous skeleton was well developed originally and that its weak growth or complete absence is to be understood as reduction. In general we regard the occurrence of segmentation in the calcareous skeleton as specialization. But its absence can also be secondary.

2. Adaptive series

In order to obtain concrete examples of the general phylogenetic principles set forth in the preceding section we can compile a large number of adaptational series within the Diploporids, that is, we classify the forms with respect to only one feature. One such series gives us a rough picture of the evolution of that character, even though, as a rule, the forms thus assembled are not actually descended from one another. For we must be permitted to presume that evolution in parallel lines generally occurred in the same way. As the facts to be considered here have almost without exception been discussed in the special part, it suffices for the most part that the series be listed along with a few words of explanation.

a) On the form of the verticillated branches

1. *Macroporella Bellerophontis* – *Macroporella dinarica* – *Kantia philosophi* – *Gyroporella ampleforata* – *Kantia dolomitica* (– *Gyroporella vesiculifera*).

Shows us first the perfect phloiophorous type, then the transition to the vesiculiferous, which seems to have attained its highest development in *Gyroporella vesiculifera* though I know it only from literature.

2. *Macroporella Bellerophontis* – *Macroporella dinarica* – *Oligoporella prisca* – *Oligoporella pilosa* – *Oligoporella ser-*

ripora – *Physoporella pauciforata* – *Physoporella dissita* – *Physoporella minutula*.

We have already seen in the discussion of *Oligoporella prisca* that the construction of its basal verticils resembles that of *Macroporella* which gives us most probably direct evidence of the connection between these two genera. In an additional progression in development the pores taper outward with an ever-increasing accentuation, in other words filaments and sporangia were more distinctly separated. The transition to *Physoporella* occurred thus, in that the filaments were merely transient developments while on the adult plant only the fertile segments of the verticillated branches remained in existence. In the earlier development they still taper outward which is reminiscent of the trichophorous type. The final element of the entire series is a species in which the filaments probably were dropped very soon, perhaps were not created at all. The verticillated branches are almost of the same width, tube-shaped.

b) On the placement of the verticillated branches

Macroporella dinarica – *Oligoporella prisca* – *Oligoporella pilosa* – *Oligoporella serripora*.

Unfortunately there is a hiatus between the first two divisions of the series so we cannot form a clear conception of how the transition from the proverticillate to the euverticillate stages occurred. The last three members show us very clearly the evolution from a strictly unserial arrangement of verticils through moderately dense to biserial.

c) Concerning the calcareous skeleton

1. *Teutloporella herculea* – *Teutloporella gigantea* – *Teutloporella tenuis*.

As we have seen in *Teutloporella gigantea* in particular, the perforate nature of the calcareous skeleton that we noted occasionally is interpreted as a reduction process in the skeleton; if we imagine this taken a step farther, we arrive at the stage of *Teutloporella tenuis*, which I consider quite safe as a deduction.

2. *Oligoporella pilosa* – *Physoporella minutula* – *Physoporella dissita*.

This series shows us the evolution of undulation. In *Oligoporella pilosa* we remark in only a few instances a weak swelling of the calcareous skeleton over each verticil. In *Physoporella minutula* the absence of segmentation is already exceptional, but the degree to which a bulge is developed is most variable. From the most strongly swollen specimens it is only a step to the extreme formation that we know in *Physoporella dissita*.

3. *Teutloporella vicentina* – *Teutloporella triasina*.

We have seen that the peculiar sculpture of the calcareous skeleton of the last species can be taken with a rather good probability to be rudimentary segmentation. *Teutloporella vicentina* gives us a clear starting point for this regression.

3. Phylogenetic system of the Diploporidae

I believe that relationships in the Diploporidae are presented most correctly when I first divide the family into three subfamilies. In each of them phylogenetic relationships are discernible rather clearly, whereas the connections of the subfamilies with each other are more problematic. The allocation of genera to these three groups is as follows:

a) *Macroporellinae*

The most primitive Diploporid known to date is surely *Macroporella Bellerophontis*. We may very well consider it the direct ancestor of *Macroporella dinarica* and *M. alpina* if, as specified in the special section, we do not regard the thickened verticillated branches of the Permian species as sporangia. If we do, we have to regard it as a specialization that forces us to refer *Macroporella Bellerophontis* to a lateral branch, for such sporangia are not known in younger species. Both of the mentioned Triassic Macroporellae are extremely close to each other; at most one might see a greater degree of specialization in the somewhat larger size of the north Alpine species. If *Macroporella helvetica* belongs here, it would be the most highly evolved species of the genus.

Two branches arise from the genus *Macroporella*, one of which leads to *Gyroporella*, the other through *Oligoporella* to *Physoporella*.

The first succession is characterized by the development of vesiculiferous branches. In *Gyroporella ampleforata* this is not very clear, but in *Gyroporella vesiculifera* (which I do not have here) it seems to be developed typically. However, this species is not directly derived from *Gyroporella ampleforata* for it lacks the inner annulation characteristic of that species. Therefore it must be regarded as an offshoot.

Like the first one, the second lineage may have been derived from either *Macroporella dinarica* or *M. alpina*. The next stage is illustrated by *Oligoporella prisca* of which the phylogenetic significance has been pointed out repeatedly. It is questionable whether the transition from proverticillate to euverticillate already occurred in the genus *Macroporella* or if it took place only in the genus *Oligoporella*. The latter case would be possible also for it is very easily conceivable that the basal verticils of *Oligoporella prisca* remained in a primitive form while those in the upper part of the plant are related to a more evolved stage. Now evolution leads through *Oligoporella pilosa* to *Oligoporella serripora*. In that we see the trichophorous type accentuated more and more. Concurrently the placement of the verticils changes from uniserial to biserial. As we have already discussed, the next stage of development in the form of the branches is from *Oligoporella serripora* to *Physoporella pauciforata*. As this species has single-row verticils we are again confronted with a mixed specialization. Therefore we must trace back *Physoporella* to an unknown, but, owing to the placement of its branches, more primitive series that also originates in *Oligoporella prisca*. After *Physoporella pauciforata* the evolutionary line splits again. One line is characterized by an excessive development of the undulation (*Physoporella dissita*), in

the other the form of the verticillated branches is comparatively more advanced (*Physoporella minutula*). Both have biserial verticils that perhaps were acquired from a common ancestor. It appears that these two specialized terminal branches soon died out without descendants.

b) *Teutloporellinae*

This subfamily seems to occupy a very autonomous position. I consider it probable that it cannot be traced back to *Macroporella* but that the two originated together from a more primitive form in which the phloiophorous condition had not yet been fully attained. Within the only genus belonging here, *Teutloporella*, we can distinguish two groups of species. One lacks any segmentation in the calcareous skeleton. It is absolutely proverticillate. To some extent it shows a tendency toward skeletal reduction. Here belong *Teutloporella herculea*, *T. gigantea* and *T. tenuis*. The first two are very closely related but for the last no relationships can be specified, because so little of it is preserved. Their relatively small size could just as well be primitive as acquired secondarily. In the other group, incidentally with very primitive organization, true annulation appears very early: *Teutloporella vicentina*. From this species *Teutloporella triasina* was presumably derived, but we lack several intermediate elements. Placement of branches has become euverticillate, annulation has degenerated, but instead verticil series develop that originally probably appeared on every annular segment.

c) *Diploporinae*

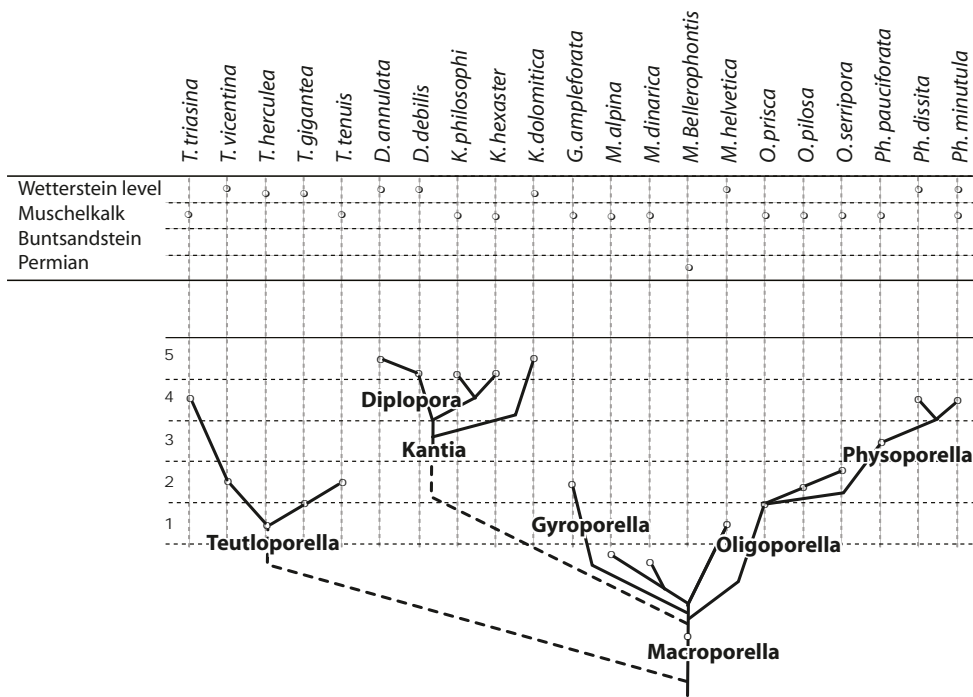
The more primitive of the two genera that belong here, *Kantia*, I must trace back directly to *Macroporella*, but none of the three known species represent the original type of the genus. We think it was a true phloiophore with an uncalcified outer membrane of the cortical cells. Annulation also appeared very early here. From this archetype two methods of development evolved that apparently featured various systems of reproduction. On one hand the development of a vesiculiferous type followed (*Kantia dolomitica*). On the other hand some verticillated branches developed into special sporangia. This differentiation would make a generic separation of both groups essential, once it was determined without the possibility of error. The latter of the two lines then divided again as follows: one group retained phloiophorous verticillated branches, but the outer membrane commonly calcified, perhaps reminiscent of a temporary approach to true vesicularity (*Kantia philosophi* and *K. hexaster*), the other became trichophorous (*Diplopora*).

To conclude this section I have attempted to present in the form of a graphic phyletic tree my conception of the relationships between all of the species described here. What I have already noted in the introduction to the chapters on phylogeny applies here to an even greater degree. As regards the degree of specialization of some species, I have set up numbers for Specialization Units, as I would like to call them, from whose summation the degree of specialization of a species would result, even if the rating is only an approximation. I believe that in a relatively simple and thereby form-poor group like this one such an attempt should be dared, whereas in complicated cases it becomes practically impracticable. The characters taken into account are the following:

- a) Trichophory.
- b) Closure of pores outward.

Family Diploporidae.

- a) Subfam. Macroporellinae.
 - Macroporella*,
 - Gyroporella*,
 - Oligoporella*,
 - Physoporella*.
- b) Subfam. Teutloporellinae.
 - Teutloporella*.
- c) Subfam. Diploporinae.
 - Kantia*,
 - Diplopora*.



Text-Fig. 24.
Tentative phyletic tree of the Diploporidae.

- c) Possession of individualized sporangia.
- d) The appearance of verticils.
- e) The appearance of tufts.
- f) Development of verticil series.
- g) Segmentation of the calcareous skeleton.
- h) Reduction of the calcareous skeleton.

For example, if we examine *Diploporella annulata* we find in it characteristics a, c, d, e, g. The degree of specialization of this species is expressed by the number 5. In the phyletic tree I have indicated a corresponding classification. Smaller distinctions are indicated by variation in the height of a position within any one level.

At the same time in order to give a first overview of the corresponding geological distribution, above the plot of the degrees of specialization is a second one according to geologic age. The place of each species in both of the two systems is indicated by a small circle connected to one another by a dotted line [Text-Fig. 24].

What must immediately attract attention in this overlay is the low correlation between geologic age and the degree of specialization, even within a limited group. Perhaps there are both large and numerous errors in the evaluation of heights, but I believe we should conclude that the vertical range of a given species in a limited area is due more often to migration than to its rapid development on the spot. Particularly striking in this respect is the behavior of the Teutloporellae, while in other groups, first and foremost in the Diploporids or *Physoporella*, geologic and phylogenetic sequences correlate quite well. Rather generally the principle that highly specialized forms are short-lived, while simple types stay a long time without substantial change appears to be valid. As an example of this latter case *Macroporella* is outstanding (Permian to Muschelkalk). Most probably *Teutloporella herculea* too belongs to this type, for although we know this species itself only from the Wetterstein Limestone, its occurrence at this high level, together with its primitive organization leads us very close to

a conclusion that the same type is probably represented in many older beds. Amidst all this speculation we should not forget that even in a very important period in their development, namely the Lower Trias, no Siphoneae verticillatae at all are known so far. The discussion of some related questions will be found in the geologic chapter.

4. Place of the Diploporidae in the Order Siphoneae verticillatae

The position that the Diploporidae occupy within its Order will perhaps be brought out most clearly if we attempt a concise review of the evolution of the Dasycladaceans as a whole. In their phylogeny we have first to distinguish two main phases, one Paleozoic from the Silurian to the Carboniferous, the other Mesozoic-Cenozoic, from the Permian on.

A character shared by the entire siphonate flora of the first period seems to me to lie in the complete absence of fossilizable sporangia. I consider it quite probable that spores were developed in the main axis. If we regard this as a far from primitive character, then specialization in the Silurian was already scarcely less than at present. We can distinguish two well-separated structural groups in the Paleozoic. The first one is manifestly very primitive. I shall designate it as the Dasyporellidae. In the Silurian it is represented by *Dasyporella*, *Vermiporella*, *Arthroporella* and with *Stolleyella*, along with other as yet undescribed forms extends into the Carboniferous. It seem to me that the verticillated branches can be ascribed to a type intermediate between phloioporous and trichoporous in that they certainly did not construct cortical layers but probably did project out moderately from the calcareous skeleton. Usually, the shape of the plant as a whole was irregular, oftentimes ramified, probably not upright but creeping.

The second Paleozoic group, STEINMANN'S Cyclocrinidae, in many respects shows surprising analogies with recent types, as in the development of a cortical layer, the ramification of the verticillated branches (however they seem to be substantially different from those of the Neomerids and

Bornetellids), the highly developed segmentation, *etc.* The resemblance between a section through the calcareous skeleton of *Mastopora* and of *Bornetella* is just amazing (see 1896-4, p. 260, Figs. 95–97 and 1892-1, Pl. IX, Figs. 1 & 5–6). The Silurian genera *Coelosphaeridium*, *Cyclocrinus* (with 25 described species), *Mastopora*, *Apidium*, *Palaeoporella* belong here. Characteristic of this group is a predominantly spherical shape and the multiple occurrences of so-called lids on the cortical cells that I take to be a partial calcification of the outer membrane of the verticillated branches. The Carboniferous *Mizzia* is closely related, the Devonian *Coelotrochium* and *Sycidium* less so. The greatest development of the whole Paleozoic group of forms fell in the Silurian.

Then a second peak of development followed in the Triassic. Here we find the Diploporids which are discussed in great detail in the present work. Spore building was shifted into the primary verticillated branches. Secondary ramification is lacking. A cylindrical form is extraordinarily predominant. Segmentation is common, but however, does not attain the same degree of development as in the Silurian-Devonian and in the Cenozoic. If we look back for the forms that we could claim as the forbears of this family, in particular for the genus *Macroporella*, the Dasyporellids come first into consideration. The transition to the Diploporids took place through the development of an upright, more or less cylindrical and straight, unramified stalks and through the alteration of the verticillated branches into reproductive organs. Potentially the development of a specialized rhizoid first occurred in this stage

too. Perhaps *Rhabdoporella* was a lateral branch, in certain respects parallel to the Diploporids, but soon extinct.

As regards the question of the development of the Siphoneae verticillatae after the end of the Triassic, a very substantial obstacle is our inadequate knowledge of Jurassic and Cretaceous material, which in any event is quite scanty. Through the truly classic work of Steinmann we know the genera *Triploporella* and *Tetraploporella* as thoroughly as no other fossil Siphoneae. But all other forms from the younger Mesozoic like the very interesting *Petrascula*, then the remains from the upper Jurassic of the Podolic plateau in East Galicia (see 1877-1, 1878-1, 1879-1, 1882-1), *Linoporella*, *Diploporella Mühlbergi*, also *Munieria* merit a new examination. It seems to me, however, that already two groups stand out quite clearly. One proves to be of the family Diploporidae. Here I count *Diploporella Mühlbergi* (probably an *Oligoporella*) and *Munieria*. Another group is distinguished by the fact that in it too spores develop in the primary verticillated branches, but with it are several secondary branches that serve as sites for assimilation. Perhaps this group might be separated as its own family, the Triploporellidae. Here I count not only *Triploporella* and *Tetraploporella*, of which by the way the generic distinction appears questionable to me, but also *Petrascula* and the Eocene *Thyrsoporella*. The outer form is mostly club-shaped.

Now the question is from which point in the Diploporidae should this new family be derived. Perhaps one could assume that it originated from *Diploporella s.s.* because at the base of each tuft a stem, *i.e.* a primary verticillated branch, is formed, so that the branches of the tufts themselves

Overview of the Dasycladaceans

Dasyporellidae

Dasyporella Silurian

Vermiporella »

Arthroporella »

Stolleyella Carboniferous

(*Rhabdoporella*) Silurian

Cyclocrinidae

(*Coelosphaeridium*) Silurian

Cyclocrinus »

Mastopora »

Apidium »

Palaeoporella »

Mizzia Carboniferous

? *Coelotrochium* Devonian

? *Sycidium* »

Diploporidae

Macroporella Permian–Triassic

Gyroporella Triassic–Cretaceous

Oligoporella Triassic–(Cretaceous ?)

Physoporella Triassic

Teutloporella »

Kantia »

Diploporella »

Munieria Cretaceous

Linoporellidae

Linoporella Jurassic

Triploporellidae

Triploporella (= ? *Tetraploporella*) Jurassic–Cretaceous

Petrascula Jurassic

Thyrsoporella Paleogene

Bornetellidae

Dactylopora p.p. Paleogene

Bornetella Holocene

Neomeridae

Dactylopora p.p. Paleogene–Neogene

Dasycladus Holocene

Botryophora »

Neomeris Cretaceous–Holocene

Cymopolia Paleogene–Holocene

? *Uteria* Paleogene

Acetabulariidae

Halicoryne Holocene

Chalmasia »

Acicularia Paleogene–Holocene

Acetabularia Holocene

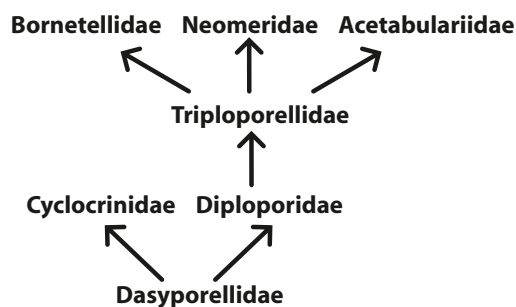
would be secondary branches. However the characteristics of the sporangia are against this. It is far more probable that the Triploporellidae developed from *Oligoporella*, and simply by an increase in the number of filaments on each sporangium, primordially only 1.

However, in addition to the Triploporellids, the first representatives of a Cenozoic type (*Neomeris cretacea* STEINMANN) already appear in the Upper Cretaceous. This tribe, which attained its peak in the Tertiary and continues into the present, separated into 3 families. Considering that reproductive organs in the form of separate sporangia became independent of the primary verticillated branches, we may deduce that all of them were derived from Triploporellids. This development is clearest in the Bornetelliidae in which the larger number of spore containers are set laterally beside the long and thin primary branches. In the Acetabulariidae we have to do only with a single fertile protuberance that in the course of ontogeny can be followed as it develops on the lower surface of a branch and then gradually migrates to a terminal position. In the specialized genera all of the sporangia of a verticil unite in a so-called umbrella. The derivation of the sporangia of the Neomeridae appears doubtful to me. One could assume that it was like that of *Bornetella*, except with the distinction that a pinching off at the end of the primary branch followed. However, in *Dasycladus* the relationship is open to a second interpretation. Namely, we could have to do with converted secondary verticillated branches.

We have seen that numerous specializations, such as the development of cortical cells, segmentation and others, occurred independently either within the several lineages or even in the same one. If we search for a feature that progressed uniformly throughout the entire phylogeny we find it only in the method of fructification. The tendency to make the organ of reproduction more and more independent prevails quite generally, and so spore forming moves from the main axis to the primary verticillated branches and from these to special sporangia adhering to the branches.

The content and names of the families are to be considered to some extent only as a provisional proposal. Naturally, this list has no pretensions of absolute completeness.

Attempt at a phyletic tree of the Dasycladaceans



III. Geology

The foreword had already pointed out the unusually great difficulties that were contended with in the stratigraphic analysis of the Diploporids. Even so, I shall try in the following to make an effort to draw preliminary and approximate conclusions from data based on my own observa-

tions on this point and from what is known to me from the literature. In doing this I shall not restrict myself to the forms that I have studied in detail, but insofar as possible take into account all of the described Triassic species that appear to me to be sufficiently valid. Where the generic assignment is not known the generic name is replaced by a star. Below I give a tabulated summary of the most important Alpine diplopore-bearing rocks with their floras, it will serve as a basis for my further remarks (see also the phyletic tree, Fig. 24).

1. Vertical distribution

In the eastern Alps, with which we are concerned primarily, four main levels of Diploporids are differentiated (see the first column of the table.) with four discrete floras that differ so greatly from one another that I have found no unquestionable case of an occurrence of the same species in two discrete levels.

In the Wetterstein horizon it may be possible later to make a subdivision so that there will be a deeper level with *Teutloporella herculea* and *T. gigantea* and a higher one with a majority of the cited species listed in the table. The species in the lower unit would then be the same as those that also occur in the Ramsau dolomite, the uppermost part of which corresponds in age to the Wetterstein Limestone. But for the moment this remains a conjecture.

2. Horizontal distribution

Understandably, *Macroporella Bellerophontis* is restricted to the southern Alps for a corresponding limestone member is lacking in the northern Alps.

On the other hand in the second of the two levels we distinguish, the Muschelkalk, there is a remarkable geographic and facies differentiation in the flora. As a glance at the table shows, the Diploporae of the northern Alps are almost all different in name from those of the southern Alps, and certainly the whole character of the two plant associations differs. The ratio of trichophorous to phloiophorous species in the northern Alps is 3:1, in the Dinarides 5:4, whereas what is more, *Macroporella* is very rare in the northern Alps. *Teutloporella triasina*, so extraordinarily abundant and characteristic in the southern Alps is completely absent in the northern Alps. Vesiculifers are generally (not only in the Muschelkalk) restricted strictly to the Dinarides, the pirifers almost entirely to the northern Alps.

Hand in hand with this differentiation in the composition of both floras also goes a contrast in the way they occur. The north Alpine Muschelkalk Diploporids occur mainly in the Reiflinger Formation, a rather clean limestone. On the contrary most of the southern Alpine species occur in a less calcareous shaly or sandy limestone. Only *Physoporella pauciforata* is an exception to this because it is present in both the Mendola Dolomite and the Muschelkalk of the Sarenkofel, along with *Oligoporella serripora* in the latter rock unit, thus significantly two trichophorous species of which one is the only species common to both areas. If we leave these two forms out, the ratio of trichophores to phloio-phores in the marly limestones of the Dinarides is 3:4. It seems therefore, that while the trichophores did almost equally well in both facies, the phloio-phores were the characteristic forms of the more argillaceous tracts.

The circumstances described support the supposition that the distinction between the northern Alps and the Dinar-

Overview of Diploporid-bearing rocks and their flora		
	Northern Calcareous Alps and Carpathians	Dinaric Alps
Permian		Bellerophon Limestone: <i>M. Bellerophontis</i>
Muschelkalk	Reiflinger Limestone <i>M. alpina</i> <i>O. prisca</i> <i>Ph. pauciforata</i> <i>Ph. minutula</i>	a) pure limestone facies Mendola Dolomite <i>Ph. pauciforata</i> Muschelkalk <i>Ph. pauciforata</i> <i>O. serripora</i>
	Limestone of the Nesslinger Wall <i>Ph. pauciforata</i>	b) marly-sandy lime facies Muschelkalk of Pontafel <i>T. triasina</i> <i>K. philosophi</i> <i>G. ampleforata</i> Basal Spizze Limestone (Sturia-Limestone) <i>T. triasina</i> <i>Ph. pauciforata</i> ?
	Ramsau-Dolomite	Dalmatian Muschelkalk <i>M. dinarica</i> <i>T. tenuis</i> <i>O. pilosa</i> <i>K. hexaster</i>
Wettersteinkalk	<i>T. herculea</i> Wetterstein Limestone <i>T. herculea</i> <i>T. gigantea</i> <i>Ph. dissita</i> <i>D. annulata</i> <i>* nodosa</i>	Spizze Limestone <i>T. vicentina</i> <i>D. annulata</i>
	Tauern Dolomite <i>D. debilis</i>	Marmola Limestone <i>T. herculea</i> <i>D. annulata</i> <i>* nodosa</i> <i>* Gumbeli</i> <i>* Beneckeii</i> Schlern-Dolomite <i>K. dolomitica</i> <i>D. annulata</i> <i>* nodosa</i> <i>* macrostoma</i>
	Wetterling Limestone <i>T. herculea</i>	
Upper Triassic		Hauptdolomite: <i>G. vesiculifera</i> , <i>* curvata</i>

ides was brought about not so much by climatic differences or anything of the kind, but mainly by diversity in the sediments that were deposited at that time. At least this might have caused the starkly abrupt development of perhaps otherwise existing differences, especially in the Muschelkalk.

We can only be reassured concerning this opinion when we see that the flora had a more uniform character at the Wetterstein Limestones level where in both the northern and the southern Alps massive reef limestones and dolomites were deposited. Above all, *Diplopore annulata* is not only common to both areas, but also extends even farther to Dalmatia, perhaps to Greece (the examples to hand unfortunately do not permit a reliable determination). Certainly we also encounter here not a few species that are known in only one of the two areas, but only very rare forms are involved that most frequently were reported only once and consequently have no value in this assessment. It is very remarkable that in the whole area of the Tauern Triassic *Diplopore debilis* takes the place of *Diplopore annulata* and so, at least today, the two areas of distribution are separated from one another. If we accept that the true east Alpine series was shoved over the Tauern series then we can conceive through reconstruction that the original *Diplopore annulata* region was in the south and afterwards that of *Diplopore debilis* was in the north. Data concerning the occurrences of this latter species in the Piemont agrees quite well with this view too.

To my knowledge to date in strata of Norian age Diploporids are known only in the southern Alps, but their absence in the main dolomites of the northern Alps is perhaps due mainly to unfavorable conditions of preservation.

Until now reports concerning the occurrence of Diploporids outside the eastern Alps have for the most part completely escaped my criticism. Consequently, I content myself with citations from the literature, as follows:

a) Western Alps

1. *Diplopore debilis*. Wetterstein Limestone level of Villa Nuova and Saggio in the Piemontese Alps. 1882-2.
2. *Diplopore annulata*. Muschelkalk and Keuper of Canton Ticino and of the southeastern Bünden (today: Graubünden). 1890-4. If not, perhaps *Diplopore debilis* ?
3. idem. 30 m northeasterly under the Rossfluh peak in the Giswyl Klippes, Switzerland. 1908-2.
4. idem. Alpbolgenalb and circa 300 m easterly below Kringen in the Giswyl Klippes, Switzerland. 1907-2.
5. *Physoporella minutula* and *Macroporella helvetica*. Zweeken Alp near Mythen, Canton of Schwyz. Personal observation.

To my knowledge, a determination of the Diploporids occurring in the Triassic of the French Alps has not yet been attempted.

b) Hungary

1. *Diplopora annulata*. Main Dolomite of the Ofen-Kovács Mountains. 1872-3. This report must certainly be mistaken.
2. idem. Ofen peak. 1872-1.
3. idem. Csik peak, west of Bada Eors and of Hradek. 1872-1.
4. *Teutloporella herculea* = *aequalis*. Wetterling Limestone of Rohrbach. 1872-1.
5. idem. Wetterling Limestone, Vajarska area, Lower Carpathians. 1902-3.
6. idem. Wetterling Limestone, White Mountains, Lower Carpathians. 1904-1.

c) Apennines

1. *Diplopora annulata* and * *porosa* in the Triassic Limestone of the southern Basilicata. 1896-1.
2. *Gyroporella vesiculifera*. Rhaetian Limestone in the rift between Coppo del Majale and Sasso, eastern side of

Mt. Malbe near Perugia. 1908-3. Determination dubious, could also be a *Macroporella*.

3. *Teutloporella triasina*. In the lower part of the light-colored Triassic Limestones, Mt. Brunito, Suavicino. 1880-2 and 3.

d) Greece

1. *Gyroporella vesiculifera*. Triassic Limestones of Mt. Parnassus. 1908-4.
2. *Diplopora annulata* or *debilis*. Top of Mt. Beletsi, Attica. Personal observation.

e) German Triassic

1. *Physoporella lotharingica* BENECKE. Dolomite below the Trochite Limestone, Gänglingen in Lorraine [Guinglange, NW Faulquemont, Moselle, France]. 1897-1. Generic determination according to STEINMANN, 1903-2.
2. *Diplopora cylindrica* = *annulata*, *Physoporella minutula*, * *silesiaca*. Himmelwitz (today Jemielnica) Dolomite of Upper Silesia (Oberschlesien). 1872-1.

IV. Literature

1. Bibliography

I have not consulted the original of the publications marked with an asterisk (*).

1841

1. *DECAISNE: «Mémoire sur les Corallines ou Polypiers calcifères». *Annales des sciences naturelles*, Botanique, 11ème série, **18**, p. 96.
2. *DECAISNE: «Essai sur une classification des Algues et des Polypiers calcifères de LAMOUROUX». Like 1841-1, p. 297.

1847

1. *MICHELIN: «Iconographie zoophytique». 1840–1847.

1853

1. SCHAFFHÄUTL: «Beiträge zur näheren Kenntnis der Bayern'schen Voralpen». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1853, p. 300 and following.

1855

1. SCHAUROTH: «Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen». *Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wiss. zu Wien*, math.-nat. Kl., **17**, p. 527.

1857

1. STOPPANI: «Studii geologici e paleontologici sulla Lombardia», p. 373.

1859

1. SCHAUROTH: «Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentinischen». *Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. zu Wien*, math.-nat. Kl., **34**, p. 285.

1860

1. STOPPANI: *Paléontologie Lombarde*, I, Les pétrifications d'Esino, p. 79 and following.

1861

1. GÜMBEL: «Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes», p. 241 and 255.
2. REUSS: «Über die fossile Gattung *Acicularia* D'ARCH.». *Sitzungsber. d. k. Akademie d. Wiss. zu Wien*, math.-nat. Kl., **43**, Abt. I, p. 7.

1862

1. CARPENTER: «Introduction to the study of the Foraminifera». Ray Society, London.
2. WORONINE: «Recherches sur les Algues marines *Acetabularia* et *Espera*». *Annales des sciences naturelles*, Botanique, IVème série, **16**, p. 200.

1863

1. SCHAFFHÄUTL: «Südbayerns Lethaea Geognostica». Leipzig, p. 324 and following.

1865

1. *ECK: «Über die Formationen des bunten Sandsteines und Muschelkalkes in Oberschlesien».

1866

1. GÜMBEL: «*Comatula* oder *Belemnites* in den Nummulitenschichten des Kressenberges». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1866, p. 565.
2. REUSS: «Die sogenannte Nullipora *annulata* SCHAFFHÄUTL.». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **16**, p. 200.

1867

1. SCHAFFHÄUTL: «Weitere Beiträge zur näheren Kenntnis der bayrischen Alpen». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1867, p. 261-268.

1868

1. KARRER: «Die miozäne Foraminiferenfauna von Kostej im Banat». *Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wiss. zu Wien*, math.-nat. Kl., **58**, Abt. I, p. 111.

1871

1. GÜMBEL: «Über *Dactylopora*». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1871, p. 126.

1872

1. GÜMBEL: «Die sogenannten Nulliporen. II. Teil. Die Nulliporen des Tierreiches». *Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. königl. bayr. Akademie d. Wiss.*, **11**, Abt. I, p. 229.

2. GÜMBEL: «Über die daktyloporenähnlichen Fossilien der Trias». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1872, p. 91.

3. HOFMANN: «Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kovacer Gebirges». Report *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1872, p. 36.

1873

1. GÜMBEL: «Über *Conodictyum bursiforme* ÉTALLON, einer Foraminifere aus der Gruppe der Daktyloporideen». *Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. königl. bayr. Akademie d. Wiss.*, **3**, p. 282.

2. GÜMBEL: «Mikroskopische Untersuchung alpiner Triaskalke und Dolomite». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1873, p. 142.

3. GÜMBEL: «Geognostische Mitteilungen aus den Alpen, I. Das Mendel- und Schlerngebirge». Report. *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1873, p. 205.

4. GÜMBEL: «Die sogenannten Nulliporen, II. Nulliporen des Tierreiches (Daktyloporideae)». Report. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1873, p. 779.

5. STACHE: «Der Graptolithenschiefer am Osternigberge in Kärnten». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **23**, p. 225.

1874

1. GÜMBEL: «Über neue Gyroporellen aus dem Gailtaler Gebirge». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1874, p. 79.

2. GÜMBEL: «Gyroporella oder Diplopora». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1874, p. 235.

3. LORENTZ: «Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **26**, p. 401 and following.

4. MOJSISOWICS: «*Diplopora* oder *Gyroporella*». *Verh.*, 1874, p. 236.

5. STACHE: «Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **24**, p. 172.

1875

1. GÜMBEL during the session of the German geological Society on August 12th, 1875. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **27**, p. 727.

2. KARRER: «Wettersteinkalk im Höllental». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1875, p. 216.

3. KAYSER: «Über die Billingsche Gattung *Pasceolus* und ihre Verbreitung in paläozoischen Ablagerungen». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **27**, p. 776.

1876

1. BENECKE: «Über die Umgebung von Esino in der Lombardei». *Beneckes geognostisch-paläontologische Beiträge*, **2**, p. 257.

2. BENECKE: «Die geologische Stellung des Esinokalkes». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1876, p. 310 and 311.

3. HOERNES: «Zur Bildung des Dolomites». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1876, p. 79.

4. MOJSISOWICZ: «Die Triasbildungen bei Recoaro im Vicentinischen». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1876, p. 240.

1877

1. ALTH: «Die Gegend von Nizniow und das Tal der Zlota-Lipa in Ostgalizien». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **27**, p. 323.

2. DE BARY & STRASBURGER: «*Acetabularia mediterranea*». *Botanische Zeitung*, Leipzig 1877, **35**, p. 713.

3. MUNIER-CHALMAS: «Observations sur les Algues calcaires appartenant au groupe des Siphonées verticillées (Dasycladées HARV.) et confondues avec les Foraminifères». *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences Paris* 1877, **85**, p. 814.

4. TERQUEM: «Notes sur les genres *Dactylopora*, *Polytripa*, etc.». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3ème série, **VI**, p. 83.

1878

1. ALTH: «O galicyjskich gatunkach skamieniałych otwornic rodzaju *Gyroporella* GÜMBEL». *Rozprawy i sprawozdania z posiedzeń wydziału matematyczno-przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie*. Tom **V.**, p. 71.

2. TOULA: «Neue Ansichten über die systematische Stellung der Daktyloporiden». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1878, p. 301.

1879

1. LENZ: «Die Juraschichten von Bukowna». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1879, p. 202.

2. SCHLÜTER: «*Coelotrichium* Decheni, eine Foraminifere aus dem Mitteldevon». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **31**, p. 668.

1880

1. BERTHOLD: «Die geschechtliche Fortpflanzung von '*Dasycladus clavaeformis* Ag.» *Nachrichten von der königl. Gesellschaft der Wissenschaften und der Georg-August-Universität zu Göttingen*, 1880, p. 157.

2. CANAVARI: «Sulla presenza del Trias nel Apeninno centrale». Report *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1880, p. 60.

3. CANAVARI: «La Montagna de Suavicino». Report *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1880, p. 336.

4. ROEMER: «*Lethaea palaeozoica*». Stuttgart 1880, p. 292.

5. STEINMANN: «Zur Kenntnis fossiler Kalkalgen (Siphoneen)». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1880, **II**, p. 130.

6. TARAMELLI: «Materiali per la carta geologica della Svizzera». **17**, Bern 1880.

1881

1. ALTH: «Wapien Nizniowski i jego skamieliny». *Pamiętnik Akademii Umiejętności w Krakowie*, Tom **VI**, p. 134.

2. BITTNER: «Über die geologische Aufnahme in Judikarien und Val Sabbia». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **31**, p. 272.

3. TELLER: «Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1881, p. 71.

1882

1. ALTH: «Die Versteinerungen des Nizniower Kalksteines». *Beiträge zur Paläontologie Österreich Ungarns und des Orients*, **I**, p. 183.

2. GÜMBEL: «Gyroporellenschichten in den Radstädter Tauern». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1882, p. 289.

3. STEINMANN: Report on 1877-3. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1882, **I**, p. 321.

1883

1. BITTNER: «Bericht über die geologische Aufnahme im Triasgebiet von Recoaro». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **33**, p. 590 and 615.

2. DEECKE: «Über einige neue Siphoneen». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1883, **I**, p. 1.

3. TELLER: «Neue Vorkommnisse diploporenförender Dolomite und dolomitische Kalke im Bereiche der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1883, p. 193.

1884

1. VACEK: «Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **34**, p. 627.

1885

1. BENECKE: «Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Beilageband **III**, p. 230, remarks.

2. BORNEMANN SEN.: «Vortrag über fossile Kalkalgen». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **37**, p. 552.

1886

1. GÜMBEL: «Geologisches aus dem Engadin». *Jahresber. d. nat. Ges. Graubündens*, 1886/87, Chur 1888.

2. POLIFKA: «Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlerndolomits». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **36**, p. 604.

1887

1. *AGARDH: «Til Algernes Systematik, VIII. Siphoneae». Lunds Univers. Arsskr., 1887, 23.

2. ANDRUSSOW: «Eine fossile *Acetabularia* als gesteinbildender Organismus». *Annalen des k. k. naturhistorischen Hofsmuseums*, Wien, **2**, p. 77.

3. GÜMBEL: «Geologisches aus Westtirol und Unterengadin». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1887, p. 292–294.

4. LEITGEB: «Die Inkrustation der Membran von *Acetabularia*». *Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wiss., math.-nat. Kl.*, **96**, p. 13.

5. SOLMS-LAUBACH: «Einleitung in die Paläophytologie». Leipzig 1887.

1888

1. GEINITZ: «Receptaculitidae und andere Spongien der mecklenburgischen Silurgeschiebe». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **40**, p. 17.

2. ROEMER: «Über die Gattungen *Pasceolus* und *Cyclocrinus*». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1888, **I**, p. 74.

3. WÖHRMANN: «Über die untere Grenze des Keupers in den Alpen». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **38**, p. 74.

1889

1. OPPENHEIM: «Beiträge zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel Sorrent». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **41**, p. 458.

1890

1. BENECKE: Report on 1888-3. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1890, **I**, p. 111, remarks.

2. BITTNER: «Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1890, p. 303.

3. CRAMER: «Über die vertizillierten Siphoneen, besonders *Neomeris* und *Cymopolia*». *Neue Denkschriften d. allg. schweizerischen Gesellschaft f. d. gesamten Naturwissenschaften*, **30**.

4. FRÜH: «Zur Kenntnis der gesteinsbildenden Algen der Schweizer Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Säntisgebietes». *Abhandlungen d. schweizerischen paläontologischen Gesellschaft*, **17**.

5. *VAIZEG: «Alternation of generations in green plants». *Ann. of Bot.*, **4**, p. 375.

6. ZITTEL: «Handbuch der Paläontologie, II. Abt., Paläophytologie». München 1890, p. 30.

1891

1. BITTNER: «Zur Geologie des Erlafgebietes». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1891, p. 321.

2. CRAMER: «Über die vertizillierten Siphoneen, besonders *Neomeris* und *Bornetella*». *Neue Denkschriften d. allg. schweizerischen Gesellschaft f. d. gesamten Naturwissenschaften*, **32**.

1892

1. SOLMS-LAUBACH: «Über die Algengenera *Cymopolia*, *Neomeris* und *Bornetella*». *Annales du Jard. bot. de Buitenzorg*, **11**, p. 61.

1893

1. SKUPHOS: «Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **43**, p. 151.

2. STOLLEY: «Über silurische Siphoneen». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1893, **II**, p. 135.

3. WÖHRMANN: «Die Raibler Schichten». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **43**, p. 711.

1894

1. ROTHPLETZ: «Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen». Stuttgart 1894, p. 24.

2. STOLLEY: «Über die Verbreitung Algen führender Silurgeschiebe». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1894, **I**, p. 109.

3. VACEK: «Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1894, p. 437–439.

1895

1. *CHURCH: «The structure of the thallus of *Neomeris dumetosa* LAM.» *Ann. of Bot.*, **9**, p. 581.

2. CRAMER: «Über *Halycoryne Wrightii* HARVEY». *Vierteljahrsschrift d. naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **40**, p. 265.

3. GEYER: «Über die marinen Äquivalente der Permformation zwischen dem Gailtal und dem Canaltal in Kärnten». *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1895, p. 394 and 395.

4. SALOMON: «Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata». *Paläontographica*, **42**, p. 120.

5. SCHLOSSER: «Zur Geologie von Nordtirol». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1895, p. 346 and 350.

6. SOLMS-LAUBACH: «Monograph of the *Acetabulariae*». *The Transactions of the Linnean Society of London*, ser. II, **5**, p. 1.

7. VACEK: «Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1895, p. 474 and 480.

1896

1. BÖSE & DE LORENZO: «Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Kalabrien». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **46**, p. 242.

2. GEYER: «Über die geologischen Verhältnisse im Pontafler Abschnitt der Karnischen Alpen». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **46**, in many places.

3. *NOLL: «Anlage und Anordnung seitlicher Organe bei Pflanzen, insbesondere bei *Dasycladus*». *Sitzungsber. d. niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde*, 1896, Hälfte 2.

4. STOLLEY: «Untersuchungen über *Coelosphaeridium*, *Cyclocrinus*, *Mastopora* und verwandte Genera des Silur». *Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins und der benachbarten Gebiete*, **1**, p. 177. Here a complete bibliographical index of Silurian forms.

5. VACEK: «Über die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1896, p. 466.

1897

1. BENECKE: «*Diplopore* und einige andere Versteinerungen im elsass-lothringischen Muschelkalk». Report. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1897, **I**, p. 115.

1898

1. GEYER: «Über neue Funde von Triasfossilien im Bereiche des Diploporenkalk- und Dolomitzuges nördlich von Pontafel». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1898, p. 246, 249, 253.

2. STOLLEY: «Die silurische Algenfazies und ihre Verbreitung im skandinavisch-baltischen Silurgebiet». *Schriften des naturwissenschaftlichen Vereines für Schleswig-Holstein*, **11**, p. 109.

1899

1. STEINMANN: «Über fossile Dazykladazeen vom Cerro Escamela, Mexiko». *Botanische Zeitung*, Leipzig 1899, **57**, p. 137.

2. TORNUST: «Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (im Vicentin) III». Beitrag. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **51**, p. 343.

1900

1. KILIAN: «Communication». *Bulletin de la Société Géologique de France*. 1900.

2. KILIAN & HOVELAQUE: Album des microphotographies des roches sédimentaires. Paris 1900. p. 69.

3. STOLLEY: «Neue Siphoneen aus dem baltischen Silur». *Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins und der benachbarten Gebiete*, **3**, p. 40.

4. TORNUST: «Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio». IV. Beitrag. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **52**, p. 120.

5. TORNUST: Report on 1899-2. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1900, **I**, p. 274.

1901

1. *HOWE: «Observations on the Algal genera *Acicularia* und *Acetabulum*». *Contrib. Dep. of Bot. Columbia Univ.*, Nr. **182**, New-York 1901.

2. VACEK: «Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1901, p. 365.

3. WETTSTEIN: «Handbuch der systematischen Botanik». Band **I**, Leipzig 1901, p. 100.

1902

1. LORENZ: «Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Teil: Südlicher Rhätikon». Report in *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1902, p. 117.

2. STOLLEY: 1896-4 and 1898-2. Report in: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1902, **II**, p. 156.

3. VETTERS: «Vorläufiger Bericht über Untersuchungen in den kleinen Karpathen». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1902, p. 391.

1903

1. STEINMANN: «Tetraplopora Remeši, eine neue Dasycladacea aus dem Tithon von Stramberg». *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, **15**, p. 45.

2. STEINMANN: «Einführung in die Paläontologie». Leipzig 1903, p. 14-18.

1904

1. VETTERS: «Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1904, p. 139.

1906

1. KOSSMAT: «Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **56**, p. 263.

2. LAPPARENT: «Traité de Géologie». Paris 1906. In many places.

1907

1. HAMMER: «Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1907, p. 377.

2. NIETHAMMER: «Die Klippen von Giswyl am Brunig». *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1907, p. 481.

3. SCHUBERT: «Vorläufige Mitteilung über Foraminiferen und Kalkalgen aus dem dalmatinischen Karbon». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1907, p. 212.

1908

1. ARBENZ: «Über Diploporiden aus dem Schrattenkalk des Säntisgebirges». *Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **53**.

2. BUXTORF: «Zentralschweizerische Kalkalpen». From the excursion reports, *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **60**, p. 151.

3. MERCIAI: «Fossili dei calcari grigiocuri del Mt. Malbe presso Perugia». *Atti della società Toscana delle scienze naturali*, Pisa, 24.

4. RENZ: «Geologische Beobachtungen am Parnaß». *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **60**, p. 334.

5. SCHUBERT: «Zur Geologie des Österreichischen Velebit». *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, **58**, p. 345.

1910

1. GEYER: «Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich». *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien*, 1910, p. 191.

2. STEINMANN: «Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes». *Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien*, **3**, p. 291 and 292.

2. Remarks about the more important works

Without doubt the preparation of this section represents the most unpleasant and at the same time the most thankless part of my task. However, I believe that a comparative analysis of the most important of the older publications would not come amiss. My main purpose thereby is to state as precisely as possible the relationship of my observations and inferences to the older representations, and thus to facilitate the use and comparison of older literature. In addition it gave me a more precise insight into the history of the development of our knowledge regarding the Diploporids that presents some typical and not uninteresting features.

In 1872 GÜMBEL's ground-laying monograph followed earlier tentative attempts by SCHAFFHÄUTL, SCHAUROTH and STOPPANI that were based on untenable systematic suppositions. It is based on the conviction that the Diploporids belong to the dactyloporids which at that time were considered to be a family of foraminifera. Its publication, that represented an extraordinary advance, resulted in a general increase in interest in our subject and thereby also an increase in the literature to follow. Besides numerous smaller works by GÜMBEL, BENECKE's excellent investigation deserves special mention here. In addition, a nomenclatural dispute on the subject «*Diplopora* or *Gyroporella*» took place. Then in 1877 appeared the short note by MUNIER-CHALMAS that brought with it a complete reversal in the systematic concepts concerning the Diploporids. The furor that this work provoked is reflected in various reports and discussions. Its influence on a broader treatment of our topics was, however, rather less than one might anticipate. The realization of the vegetal nature of our fossils was expressed for the moment more in changes in nomenclature rather than in a new way to carry out investigations. On the other hand, at this time there was some excellent detailed research, of which I should like to highlight SALOMON's work. Only STEINMANN's publications occupy a more outstanding place, of which the brilliant qualities will be referred to here as the occasion offers. In the years 1890 to 1895 an extraordinary development of our knowledge of the recent Siphoneae verticillatae took place due to the appearance of the fundamental and outstanding investigations of CRAMER and the Earl of SOLMS-LAUBACH that rendered me inestimable service at every step of my studies.

In doing the present work I started out by following in detail the methods initiated by MUNIER-CHALMAS.

SCHAFHÄUTL, 1853-1

Beiträge zur Näheren Kenntnis der
Bayern'schen Voralpen.

It is hard to get an idea of what SCHAFHÄUTL actually thinks based on his decision that *Nullipora annulata* has several parts. According to him the fossil consists of the following parts:

1. A central axis with a spongier structure. It corresponds to an internal mold of the shell.
2. Around this axis a milk-white coating, delicate and thin. By this is probably meant a less transparent rock layer that in many cases coats the surface of a fossil completely. Compare Pl. VII.
3. Cone- or cup-shaped tubules. Naturally these correspond to the pores. Their walls were thought to consist of the same milk-white membrane that encloses the axis. Their placement, as SCHAFHÄUTL describes it, corresponds rather well to that of metaverticillate pores.
4. A transparent body that connects the cups to each other. This is the true calcareous skeleton of the plant.
5. A spongy mass that fills the several cells. In reality, like the central axis, it consists only of sediment.
6. A wrinkled skin is thought to overlie the whole. Obviously, here too a real part of the fossil is not involved. However, I don't understand what is meant by it.

SCHAUROTH, 1855-1

Übersicht der Geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen.

SCHAUROTH agrees with SCHAFHÄUTL on the standpoint that the Diploporids are bryozoa, believing, however, that they should rather be compared to the genus *Chaetetes*. In 1859 he named his species *Chaetetes (?) triasinus*. More correctly than his predecessor, this author recognizes that the space within the tubes is filled with sediment. On the other hand, the oblique positioning of the pores allowed the mistaken assumption that they were divided into several cells. Rightly recognized is the rectangular form (as a result of mutual flattening) of the inner openings of the canicules. When hemispherical swellings occur on the outer ends of the pores they are considered manifestly to be weathered out internal molds.

STOPPANI, 1857-1

Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia.

STOPPANI's basic mistake consists in that he did not recognize the pores and considered those in SCHAFHÄUTL to be a delusion. On the other hand he correctly advocates that the inside of the tubules is filled with sediment. So he comes to consider the Diploporids as the tubes of boring clams.

1. *Gastrochaena annulata*. Strange to say, STOPPANI describes this fossil as smooth externally, but internally ringed with furrows. This relationship would correspond to our intusannulation. Probably it involved unsegmented specimens on which the badly weathered casts of some verticils suggested regularly

spaced projecting bulges, as GÜMBEL described them and I myself have often observed. Nor do STOPPANI's "Sezioni od anelli" correspond to GÜMBEL's Ring-structure.

2. *Gastrochaena obtusa*.
3. *Gastrochaena gracilis*. No details of these two species are known.
4. *Gastrochaena herculea*. According to SALOMON's completely reliable report this species is identical with GÜMBEL's *Gyroporella aequalis*.

STOPPANI, 1860-1

Les pétrifications d'Esino.

STOPPANI's principal standpoint is still the same as in the «Studii». Nevertheless, noticeable progress was made in several details. The author has now recognized true annulation. The «tubercules» of which he speaks are obviously the filling of pores that project outward somewhat due to weathering. In accord with this is the comment that every projection on the outer surface of the calcareous skeleton corresponds to a groove on the inner surface. Very strange is the assertion: «Qu'ils appartiennent à des coquilles lithophages, cela va sans dire». [That they belong to lithophagous shells goes without saying] The well-known paleontologist seems to have completely forgotten at that moment that the fossils were embedded while the rocks were being laid down. Obviously STOPPANI's ideas about the mode of life of the Diploporids is hardly compatible with their occurrence in a great thickness of rock, as he himself described it.

1. *Gastrochaena obtusa*. Essentially this species may correspond to *Diplopora annulata*; but it seems to me that several other species too could be understood to fall here under.
2. *Gastrochaena herculea*. I do not understand what is meant by the two layers, of which the calcareous skeleton is said to consist.
3. *Gastrochaena gracilis*. According to STOPPANI's description one could come to the opinion that perhaps it involves my *Teutloporella gigantea*, but the small size (4.5 mm) is evidence against it.

SCHAFHÄUTL, 1863-1

Süd-Bayerns Lethaea Geognostica.

The general approach to the nature of the Diploporids is still the same as in 1853.

1. *Diplopora annulata*. I have never seen the fine surface sculpture that SCHAFHÄUTL described. The "rings" in the middle of p. 326 are not annular segments in GÜMBEL's and my sense, but are a part of the calcareous skeleton corresponding to the individual verticils, and also STOPPANI's "annelli". On the other hand, on p. 327, paragraph 2 under the term "Ringe" segments are meant. What SCHAFHÄUTL called the toes is perhaps never the natural end but always a broken surface; the orientation of the whole fossil is correct however, contrary to GÜMBEL's idea. If occasionally two tubules are really interlocked (on Pl. 65e the examples depicted seem definitely questionable to me) it is merely a coincidence, as already mentioned on

p. 49. Propagation by budding does not occur in recent dasycladaceans and also SCHAFHÄUTL's Fig. 7d cannot be interpreted in this sense. In the meantime, according to the studies of MUNIER-CHALMAS, *Vaginopora* has proved to be part of the Siphoneae verticillatae too, like *Diploporella*. SCHAFHÄUTL was right too in his conjecture regarding a relationship.

2. *Diploporella porosa*. According to SALOMON this species is identical to *Gyroporella multiserialis* GÜMBEL. In my opinion it does not differ specifically from *Diploporella annulata*. I found the surface of the skeleton in well-preserved specimens to be smooth always, (except at the pore openings), without "ridges".
3. *Diploporella articulata*. GÜMBEL lists this species in the synonymy of his *Gyroporella annulata*. From what I saw on SCHAFHÄUTL's original samples this judgment seems to be very reasonable. Unfortunately, it was not possible to make a thin section of it.
4. *Diploporella nodosa*. According to SALOMON, GÜMBEL's *Gyroporella infundibuliformis* belongs here.
5. *Vaginopora pustulosa*. Judging from the illustrations, it is not unthinkable that this is a weakly calcified *Gyroporella* s.s. In any case this species does not belong to *Vaginopora* which is a subgenus of *Cymopolia*.

Finally, concerning this it should be pointed out that systematically speaking the figures in Pl. 65e cannot be brought together in a species as the legend states. At least I have the impression that here very different things are called identical, and that others quite closely related are separated.

SCHAFHÄUTL, 1867-1

Weitere Beiträge zur näheren Kenntnis der bayerischen Alpen.

In this work the point of view is essentially unchanged. Consequently, we can refer to the communications of 1853-1 and 1863-1. On pages 264-265 SCHAFHÄUTL attempts, though in a less than fortunate way, to include the form of the pores in the diagnosis, as is done very extensively in our present work. In the figures, attention is invited particularly to the fine interior mold of a specimen of *Diploporella annulata* with only one verticil in each segment (Pl. I, Fig. 1k).

GÜMBEL, 1872-1

Die Nulliporen des Tierreiches.

a) The general part, p. 14 to 23, and p. 42 to 44

Without doubt GÜMBEL's work is an extraordinary advance over previous publications despite many an error that we must point out in the following. For the first time a possible correlation between the diversity in form and the geologic significance of the diplopores is referred to. The general architecture with an interior central cavity and wall-piercing caniculae was correctly represented. In any event, the new systematic position was much closer to the then current state of knowledge than assignment to the Bryozoa or even worse to the bivalves. GÜMBEL's mistakes are in large part understandable when one looks at the thin sections that he must have studied. Their poor quality obviously made it impossible for him to examine the form of single pores, to which, in my opinion, so much importance must be given.

It seems to me that GÜMBEL made two errors in the systematic arrangement of the genus *Gyroporella* that hindered further progress considerably. First of all he went too far in setting up species. Then too the grouping of species within the genus is quite unnatural, for he puts in first place as criteria segmentation and the number of rows of pores in a segment, characteristics that today we are obliged to interpret as having very little systematic importance. Indeed, it seems very doubtful to me that a natural classification of species was conceivable at all, as long as the Diploporeids were considered to be foraminifera. In any event because of these circumstances GÜMBEL separates not only closely related species like *Physoporella dissita* and *Physoporella pauciforata* but also actual examples of the same species like his *Gyroporella annulata* and *multiserialis*, while forms of quite different structure like *Teutloporella herculea* (= *Gyroporella aequalis* GÜMBEL) and *Gyroporella vesiculifera* turn up in one group (the Continuatae).

When I consider GÜMBEL's workmanship with respect in particular to the need for improvement, a comparison with my own observations is quite automatic. Almost everywhere the numbers given are too small. In *Diploporella* s.s. not two, but three closely spaced caniculae occur together, and in such a way that any one group of caniculae is always in the same segment. When there is a mention of two adjacent pore series, it is in fact a single metaverticillate verticil. Between the segments of the annulate forms there is no ring forming, outwardly closed central cavity as described on p. 15 but an open groove, the outer edges of which only very exceptionally approach close enough to be in contact with each other. I could not find that the structure of specimens with relatively high annular segments is less deep and less distinct than in shorter ones.

The small forms mentioned on p. 22 should correspond as a whole to the genus *Physoporella*. The significance of the protruding small ridges that supposedly mark a separation into segments is not clear to me. I could not find anything like them. Where they occur on the outer surface, bulge-like swellings always lie above the verticils, not between them.

b) To the special section, p. 38 to 41 and p. 44 to 54

1. *Gyroporella annulata*. To *Diploporella*.
2. *Gyroporella cylindrica*. Very probably identical to the above.
3. *Gyroporella dissita*. To *Physoporella*.
4. *Gyroporella debilis*. To *Diploporella*? I apply this name to the central Alpine species. In 1882 GÜMBEL gave a rather good description of it, although it is completely contrary to the definition of the species in the present work. Probably this circumstance can be explained by its great variability as discussed on p. 49. Whether *Diploporella debilis* also occurs in the Mendola Dolomite remains to be determined.
5. *Gyroporella macrostoma*. I do not know this species from my own observation, but according to STEINMANN (1903-1) it is assignable to *Physoporella* (?)
6. *Gyroporella pauciforata*. To *Physoporella*. As an inspection of GÜMBEL's own drawings shows, here "distinct annular rings" do not mean true annulation, nor can one speak of two pore rows in each segment. It is true that the outer surface often has protruding bulges. The pores end blindly; when the surface of the thallus

is “covered with small pits around the outer openings of the canicules” it must be that somewhat weathered specimens are involved. Incidentally, the relationship between this species name and the way I use it makes this fossil rather unreliable. It is based mainly on its location, then on STEINMANN’s statement that *Gyroporella pauciforata* belongs in *Physoporella* and on older determinations by BITTNER who may have known GÜMBEL’s conception.

7. *Gyroporella minutula*. To *Physoporella*. The description and illustration of this species are among the best, so I consider my identification of it to be rather probable. In particular, the existence of moderately dense euvorticillate verticils in the description is very well expressed. Pl. D III, Fig. 4a shows clearly the strong undulation.
8. *Gyroporella silesiaca*.
9. *Gyroporella infundibuliformis*. I was not able to examine these two species. Perhaps they belong in *Teutloporella*, perhaps they comprise a discrete genus.
10. *Gyroporella triasina*. To *Teutloporella*. The description of this species is quite good, also Fig. 12a–f. On the other hand it seems to me that Fig. 13a and b do not belong here. Its occurrence in the “Mendola dolomite”, if it is understood as being identical with the Schlern dolomite of the Mendel, is most improbable on stratigraphic grounds, and until further notice I must consider it unproven. As SALOMON quite rightly emphasized, the specimens in GÜMBEL’s hands were unusually small.
11. *Gyroporella multiserialis*. To *Diploporella*. In reality this species has no particular relationship at all to the last one. In the systematic section its identity with *Diploporella annulata* was presented in detail. It is self-evident that its occurrence is not restricted to the Mendel dolomite. As SALOMON has already emphasized, *Diploporella annulata* is the main component in all localities.
12. *Gyroporella aequalis*. To *Teutloporella*. As GÜMBEL himself suspected and SALOMON proved, this species is identical to STOPPANI’s *Gastrochaena herculea*. This latter name for the species has priority.
13. *Gyroporella curvata*. I do not have it.
14. *Gyroporella vesiculifera* is the valid type of the genus *Gyroporella* s.s. ever since BENECKE (1876-1). According to all of the more recent authors an opening to the exterior from the bubble-shaped central cavity does not exist.

In principle I can only agree with GÜMBEL’s stratigraphic interpretations. In detail there are two circumstances that caused errors: The defective state of Alpine Triassic stratigraphy in GÜMBEL’s time, and the unfortunate grouping of species, as shown for example by the Continuatae group.

GÜMBEL, 1872-3

Über die daktyloporennähnlichen Fossilien der Trias.

Here GÜMBEL gives a summary of his genus *Gyroporella* and to this end divides it into four groups. The relationship of these groups to my genera is presented in the following table:

GÜMBEL		PIA
Group of ...		Genus:
<i>Gyroporella triasina</i>	{	<i>Teutloporella</i> p.p.
<i>Gyroporella pauciforata</i>		<i>Oligoporella</i>
		<i>Physoporella</i>
<i>Gyroporella annulata</i> } and <i>cylindrica</i> }	}	<i>Diploporella</i>
<i>Continui</i>	{	<i>Teutloporella</i> p.p.
		<i>Gyroporella</i>

GÜMBEL, 1873-2

Mikroskopische Untersuchung alpiner Triaskalke und Dolomite.

In this work I find the remark that in the Schlern Dolomite from Val Sorda at Latemar *Diploporella multiserialis* (= *annulata*) occurs. In front of me is a sample with the same locality information, that, however, does not contain this species but *Kantia dolomitica*.

GÜMBEL, 1874-1

Über neue Gyroporellen aus dem Gailtaler Gebirge.

This rock in which *Gyroporella ampleforata* occurs has in the meantime been proven to be Muschelkalk. To correct some failings in the description compare my analysis of the species in the descriptive section. Here I should like only to point out that among the weathered specimens I have examined there were never any that looked like funnels put together. However, as we know that *Teutloporella triasina* occurs in the same piece of rock with *Gyroporella ampleforata* (see 1898-1 and my comment on it), the assumption gets more likely that GÜMBEL confounded the two species with each other. That they are closely related to each other, as GÜMBEL believed, I naturally do not hold to be correct.

BENECKE, 1876-1

Über die Umgebung von Esino in der Lombardei.

BENECKE’s work is outstanding owing to its unbiased and thorough observations as well as through an in-depth and clear picture of the facts. His contributions undoubtedly are among the most reliable we have on the diplopores and it is very regrettable that his studies could not have had MUNIER-CHALMAS’s discovery as a basis, for otherwise he would have probably contributed a significant advancement at that time. So BENECKE was obliged to follow GÜMBEL in questions of systematics.

The distinction between *Diploporella* and *Gyroporella* that BENECKE introduced was subsequently adopted generally and also serves as a basis for my nomenclature.

1. *Diploporella annulata*. The description of the pores is very good in general. The assumption of pore rows in each zone is only a construction, though. With its regularity in the behavior of the pores from the successive series is automatically omitted. BENECKE also claims to have detected well-marked pore zones at the outer end of the tubules, more clearly than GÜMBEL depicted them. To me it appears evident that at least occasionally in the southern Alpine examples of *Diploporella annulata*, pores on the same verticil are closer together than those on the northern specimens. However, this in no way justifies a species distinction. That BENECKE recognized no discrete annular segments is very remarkable in any event, since these, contrary to his surmise, also predominate in the Wetterstein Limestone. The

statement that in a longitudinal section two canicules frequently converge is entirely exact, only the occurrence is not confined to forms with oblique pores. At the same time it proves that BENECKE really had a *Diplopore* in my sense. I believe that especially in this genus the angle of the verticillated branches with the main axis has no systematic significance. For other groups, like *Teutloporella*, an oblique pore position is generally quite characteristic.

2. *Gyroporella vesiculifera*. According to BENECKE's description this form would not have been euverticillate. By the way, his drawings do not quite match with each other. Pl. XXIII, Figs. 7 & 12 show vertical pore rows (an occurrence that would be quite unique there), on the other hand on Fig. 6 they are horizontal.

GÜMBEL, 1882-2

Gyroporellen-Schichten in den Radstätter Tauern.

Obviously this time GÜMBEL had in front of him the variety of *Diplopore debilis* to which my reconstruction (Text-Fig. 23) refers. This is the probable explanation for the remarkable contradiction that in 1872-1 *Diplopore debilis* should be distinguished from all the preceding species by the greater thinness of the canicules, while now the same species is differentiated from *Diplopore annulata* through its «relatively thicker and outwardly club-shaped tubules».

DEECKE, 1883-2

Über einige neue Siphoneen.

It is not in the scope of this work to examine *Munieria* more closely, although further investigation would be very desirable. It seems to me to be impossible that the *Gyroporella*-related forms that appear with it should be considered its fertile shoots, for the following reasons: First, I consider the verticillated branches of *Munieria* to be fertile themselves and absolutely comparable to the trichophorous sporangia of *Oligoporella*. Second, it contradicts all our other experiences, if we, as DEECKE wants, assume that fertile shoots are less strongly calcified than sterile ones. Just as little do I want to be associated with the opinion that *Gyroporella* is a fertile stage of *Diplopore* aff. *aequalis*, with which it was found only once (see chapter 1.2 Ontogeny).

BORNEMANN, 1885-2

Vortrag über fossile Kalkalgen.

The statement that the pores of *Teutloporella triasina* would have been closed outward is erroneous. Also the concept that the skeleton of the Siphoneae verticillatae is a calcified membrane is not correct for the forms considered here, as Solms-Laubach's investigations of recent species show.

WÖHRMANN, 1888-3

Über die untere Grenze des Keupers in den Alpen.

The form mentioned by WÖHRMANN as different from *Diplopore annulata* in the lower Wetterstein Limestone, perhaps could be *Teutloporella gigantea*.

BITTNER, 1891-1

Zur Geologie des Erlafgebietes.

The determination of the dasycladaceans from the several locations mentioned as *Physoporella pauciforata* is generally correct. Only at Schlegelberg [Sandkogel] do my observations not record this species, but *Oligoporella prisca*; however it could be very easy for the two forms to occur together.

WÖHRMANN, 1893-3

Die Raibler Schichten.

That the Diplopore-Dolomite of the Tauern is an equivalent of the Hauptdolomite is not acceptable from a phytopalaeontologic standpoint. The species that occurs there is in fact *Diplopore debilis*, that we, at least tentatively, must consider a close relative of *Diplopore annulata*; this strongly indicates the Wetterstein Limestone level.

ROTHPLETZ, 1894-1

Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.

Figures and descriptions are quite good and entirely sufficient for the correct identification of the species. But I do not understand clearly what a quincunx placement of the pores means. In my opinion no doubt can exist that we are dealing with a true verticillate siphonean.

GEYER, 1895-3

Über die marinen Äquivalente der Permformation zwischen dem Gailtal und dem Kanaltal in Kärnten.

Here the author defends an older concept of the stratigraphy of this region that consequently leads him to place the Diploporid limestone and dolomite of the Rosskofel in the Permian and leads him, citing GÜMBEL, to assume the occurrence of true Diploporids in the Carboniferous. Later (1898-1) he himself corrected this.

To date there is no evidence that the Diploporids go back as far as the Permian, and in this formation only *Macroporella* has been identified.

SALOMON, 1895-4

Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata.

1. *Diplopore porosa* (= *annulata*). SALOMON's arguments regarding this species undoubtedly mark considerable progress once again. Of fundamental importance is the recognition of the minor significance of segmentation in systematics, of the greatest value the evidence of the great variability of the characteristics of our plant group. Along with it though, some errors occur too. So I can affirm in absolute security that segmentation had already taken place in the living plant, and was surely not just a mere indication of a predisposition. SALOMON accepted the idea that from the beginning several plant parts had been segmented others not. He was led to this through a comparison with *Cymopolia*. Undoubtedly he overestimated quite considerably the resemblance between the segmentation of Triassic and recent forms. At least in *Cymopolia* segmentation is much more highly developed and therefore linked more intimately to the whole organism. One has only to think about the complicated way by which a single segment is terminated above and below by a verticil specifically adapted for it (see 1892-1, 1887-5, etc.). Furthermore, SALOMON has not freed himself completely from certain errors of his predecessors. So he searches for order in the placement of the pores that certainly does not exist in this species. SALOMON appears to have come close to uniting *Diplopore annulata* and *Diplopore porosa* = *Gyroporella multiserialis*. Had he not again denied GÜMBEL's assertion regarding the identity of the first two species and added his correctly determined synonymy of the above-named second and third, he would have had to come to unit-

ing all three species. His finding concerning the distribution of *Diploporella porosa* clearly supports the validity of my views for it states explicitly that it probably occurs everywhere with *Diploporella annulata* and that it is always more abundant.

2. *Diploporella nodosa*. Unfortunately not available.
3. *Diploporella herculea*. My name for this species is based on SALOMON's data given here. The specimens before me lack completely any significant swelling in the apical area. However as this behavior is similar to that of many examples from the Marmolata too, I have no doubt of their synonymy. On the other hand, some particularly thin-walled individuals that SALOMON placed here belong to a discrete species, my *Teutloporella gigantea*. I did not see a cellular structure on the surface. However, after all a question to consider would be whether it does not have a causal connection with the perforate character of the calcareous skeleton that I described in *Teutloporella gigantea*. Surely we must then contradict SALOMON's assumption that this structure first appears after weathering. On the other hand, it seems to me that an analogy with the cortical cells of *Neomeris* is precluded in view of the overall form of the pores.
4. *Diploporella Gumbeli*.
5. *Diploporella Beneckeii*. A thorough investigation of the inner structure of these two species would be extremely desirable.

GEYER, 1896-2

Über die geologischen Verhältnisse im Pontafler Abschnitt der Karnischen Alpen.

The comment on this work is essentially the same as for that of 1895-3.

GEYER, 1898-1

Über neue Funde von Triasfossilien im Bereiche des Diploporidenkalk- und Dolomitzuges nördlich von Pontafel.

The author corrects his earlier concept regarding the position of the rocks named in the title and now shifts them to the level of the Schlern Dolomite. According to my observations they contain *Diploporella annulata*. The underlying beds with *Gyroporella ampleforata* (it actually is this species) fall lower into the Muschelkalk. That second diplopore that occurs in the Ablitz gorge along with *Gyroporella ampleforata* is none other than *Teutloporella triasina*.

STEINMANN, 1899-1

Über fossile Dasykladazeen vom Cerro Escamela, Mexiko.

STEINMANN's works stand out among all of the publications on fossil Siphonea in a most gratifying way. Every line demonstrates that the author had the clearest conception not only of just the species under discussion, but also of the entire group of Dasycladaceans in general. To him the diplopores are not, as it has more or less the appearance of in some others, peculiar lime tubules, but real plants that assimilated, grew and proliferated.

The way that STEINMANN completed the secondary verticillated branches of *Triploporella* in the present work gave me the first suggestion concerning the establishment of the trichophorous type.

In this work the approach to the assignment of *Triploporella* is somewhat different from that of the closely related *Tetraporella* which will be discussed below in his next publication (1903-1). On the whole, I consider STEINMANN's later representation more correct. In the work we are currently discussing the author stresses particularly the resemblance of *Triploporella* to the Acetabularians and places the Cretaceous genus in the line of descent of this group, even close to the branching off of the Dasycladeans. To me it would be more in agreement with the sense of the mentioned later remarks that *Triploporella* be replaced into the line of descent of the Dasycladeans and shifted close to the branching off of the Acetabularians.

TORNQUIST, 1899-2 and 1900-4

Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio, III und IV.

I must make the following general remarks concerning this work: The constancy of characters, insofar as it can be expressed in numbers, is significantly overrated. This applies to both the diameter of tubules and the thickness of the walls, and in particular to the height of the segments and the number of verticils in them. In several places TORNQUIST speaks of partitions between the individual segments. As in reality these are open furrows filled with sediment this phrase is confusing to say the least.

Concerning the two groups that TORNQUIST set up, *infundibuliformis* and *annulata*, the first one corresponds to a part of my genus *Teutloporella*, the latter to my *Diploporella s.s.*

1. *Diploporella vicentina*. If it happens that my identification of this species is not erroneous, I have to correct the following: According to TORNQUIST it must be accepted that the pores are arranged in verticils. We have seen that this is not the case. And so naturally there can be no alternation of pores in successive verticils. This species belongs to *Teutloporella*.
2. *Diploporella annulata*. The two verticils in each segment of which TORNQUIST speaks, probably belong, as already mentioned, to a single metaverticillate verticil.
3. *Diploporella multiserialis* is identical to the last. TORNQUIST himself mentions that both occur in the same rock. When the author asserts that the canicules in *Diploporella multiserialis* are absolutely horizontal, in *Diploporella annulata* somewhat oblique, it is to be remarked that the slope of the pores changes, but it is entirely without a relationship to the number of verticils in a segment. What TORNQUIST adduces against SALOMON is surely unsound. In fact, a specific assignment cannot be made from the number of pore rows in a segment. TORNQUIST is right though that there can be no doubt that in the living plant there was transverse segmentation. But what can be understood, however, of the inner and outer walls and the cross-walls of the segments that would all have to be preserved as a unit is quite incomprehensible given that undoubtedly the first two are both only geometrical constructions. I can think only that TORNQUIST means a more opaque layer of sediment that in a lot of cases deposited a kind of incrustation on the walls of the calcareous skeleton, with which the plant itself had nothing to do originally.
4. *Diploporella triasina*. To *Teutloporella*. The description of this species includes a number of important observations, particularly on the outward tapering of the pores. Too

the sculpture on the outer surface of the calcareous skeleton is pictured correctly and vividly.

STEINMANN, 1903-1

Tetraporella Remeši, eine neue Dasycladacea aus dem Tithon von Stramberg.

A comparison of my work with the one discussed here in itself shows how much I am indebted to STEINMANN for numerous and important suggestions and how I have to agree with him on many important points.

The distinction between my concept of the phylogenetic relationships of the Dasycladaceans and STEINMANN's is based essentially on differences regarding the systematic value of certain characteristics. STEINMANN puts great weight on the number of branches in a verticil or on the overall form of the plant. It seems to me that by so doing much too little consideration is given the great variability in these relationships as we see them in the living forms (see what SALOMON had to say in 1895-4). Too, the consistent use of his standpoint would lead to hardly acceptable conclusions, as for example, the separation of the spherical *Bornetellae* from the club-shaped ones, that yet conform perfectly in all other points. Withal, I never misjudge the advantages that STEINMANN's concept of numerous parallel lines of evolution would offer as an explanation of certain distinguishing characteristics that could never be interpreted as adaptations. I agree entirely with the interpretation that *Bornetella nitida* is a descendant of *Tetraploporella*; only I would not like to place this species in an exceptional category, but to derive all other *Bornetella*, *Cymopolia*, *Dactylopora*, *Neomeris*, etc. from *Tetraploporella* or its close vicinity. From this same point of view also I hold as not sufficiently grounded the generic distinction of *Tetraploporella* and *Triploporella*.

With certain modifications the interpretation that STEINMANN has given for the blind-ended pores of *Gyroporella* and *Physoporella* can, I believe, as has already been stated, be extended to the whole Diploporid family.

In addition, by the way, a rather disturbing error exists in the place (p. 50 [6]) regarding *Physoporella*. The sentence: «I name these forms *Physoporella*» is about a paragraph too low. I was unable to find a *Gyroporella macropora* in GÜMBEL. Perhaps they meant *G. macrostoma*, a species I do not know.

Apart from that I accept STEINMANN's views concerning the three stages in the evolution of fructification. I am not able to decide whether it is necessary, as STEINMANN would have it, for it to take place independently several times, or whether we can get along with a monophyletic development of discrete types.

That in every case rather plausible law that according to STEINMANN should be valid for the emplacement of the thickest lime deposition unfortunately is not easy to follow in Triassic species because calcification is almost always so strong that one cannot really talk about localization. Where the calcareous skeleton is reduced it appears to be a little outside of the sporangia.

The Mastoporids or, as the author later perhaps more appropriately calls them, the Cyclocrinidae, in which I also include Palaeoporella, I consider as unquestionable Si-

phoneae verticillatae. Their greater differences from recent forms is easily explained in that they are an early and peculiar specialization, a lateral branch already extinct in the Paleozoic. At present I lack a personal judgment about the Receptaculitidae.

STEINMANN, 1903-2

Einführung in die Paläontologie.

Lateral branches are not verticillate in all Siphoneae verticillatae.

1. Here *Diplopora* includes my genera *Diplopora*, *Kantia*, *Oligoporella*, *Teutloporella*, *Macroporella*; however the definition is suitable only for *Diplopora s.s.* and by stretching it, to *Teutloporella*. With the former, the strong possibility that the spores were actually formed in the main axis must be taken into account. It is surely hardly necessary to point out again that both of the species cited, *Diplopora annulata* and *D. porosa*, are identical. The illustration is excessively schematic as regards the course of the pores. Only extremely rarely does one see annular segments relatively so short.
2. *Physoporella*. The illustration is not in agreement with my observations in that the widest part of the sporangia lies outward here, while I always found it inward. As regards *Physoporella macropora* see the comment in 1903-1.
3. *Gyroporella*. Certain details of the generic description apply only to *Gyroporella vesiculifera*.

MERCIAI, 1908-3

Fossili dei calcari grigio-scuri del Mt. Malbe presso Perugia.

Gyroporella vesiculifera. On the pictures of the thin sections one sees unquestionably an outward closure of the caniculae. It is also mentioned that the outer surface of prepared specimens shows pores. According to the illustrations an arrangement in verticils does not seem to be present. Perhaps a new species of *Macroporella* is involved.

GEYER, 1910-1

Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich.

Gyroporella (correctly *Diplopora*) *porosa* has since been proved beyond doubt to be identical to *Diplopora annulata*. Also it is certain that the species in the lower, darker part of the limestones is completely congruent with the one in the upper lighter part. From a phytopaleontologic standpoint it is extremely improbable that the former is correlative to the Gutensteiner Limestone.

STEINMANN, 1910-2

Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes.

In this work the author has only a few words to say about our topic. What he says about it is true, in particular the important comment regarding the distribution of *Gyroporella*, but the genus already occurs in the lower Muschelkalk.

Continued on page 300 (Closing remarks)

Summary table of dimensions

Name of species	greatest length observed in mm	outer diameter of the thalli in mm			diameter of the central cavity		height of segments		number of verticils in a segment
		largest	smallest	most common	in mm	relative to outer diameter (percent of)	in mm	relative to outer diameter (percent of)	
<i>Macroporella dinarica</i>	13.9	1.1	0.5	0.9	1. 0.3 2. 0.34 3. 0.4 ~0.35	31% 36% 37% ~35%			
<i>Macroporella alpina</i>	6	2.6	1.3	2	1. 1.1 2. 0.7 3. 1.1 ~1	40% 51% 55% ~49%			
<i>Macroporella Bellerophontis</i>	9	1.8	0.4	0.8	1. 0.19 2. 1.1 3. 0.5 ~0.8	50% 65% 63% ~60%			
<i>Macroporella helvetica</i>	4.8	1.9	1.1	1.6	1. 0.6 2. 0.6 3. 0.4 ~0.5	37% 40% 24% ~34%			
<i>Gyroporella ampleforata</i>	40	4.2	2.5	3.5		~60%	1.7 to 10.5 2.4 to 3.7 ~1.2	47% 23% ~35%	
<i>Teutloporella herculea</i>	38	7.1	4.8	5.5	1. 3.9 2. 3.0 3. 2.2 ~3	63% 55% 52% ~57%			
<i>Teutloporella gigantea</i>	46	7.2	4.6	6	1. 4.4 2. 4.0 3. 4.6 ~4.3	71% 67% 78% ~73%			
<i>Teutloporella tenuis</i>	9.4	3.2	1.9	2.8	1. 2.7 2. 1.6 3. 2.5 ~2.3	83% 84% 89% ~85%			
<i>Teutloporella vicentina</i>	17	5.3	3.8	4.8	1. 3.0 2. 2.5 3. 1.8 ~2.4	57% 56% 46% ~53%	1. 2 to 8 2. 3 to 7.2 ~3.2	80% 65% ~73%	
<i>Teutloporella vicentina var. nana</i>	8	2.8	2.3	2.5	1. 1.1 2. 1 3. 0.8 ~1.0	40% 40% 33% ~38%	1. 1.1 to 7.6 2. 4 to 4.6 3. 3 to 4.1 ~1.1	30% 42% 59% ~44%	
<i>Teutloporella triasina</i>	37	7.1	2.5	5.3	1. 2.8 2. 2.4 3. 2.5 ~2.6	50% 43% 48% ~48%	1. 7 to 10.8 2. 5 to 6.2 3. 4 to 3.8 ~1.2	29% 24% 18% ~26%	1. 5-6 2. 4 3. 3-4 (3-)4-5(-6)

spacing of the verticils		number of pores in a section (verticil)	number of pores in a tuft	number of tufts in a verticil	angle of pores with the longitudinal axis	diameter of the main axis		diameter of the widest part of the pores in mm	diameter of the sporangia in mm
in mm	relative to outer diameter (percent of)					in mm	relative to outer diameter (percent of)		
		~24			90°-60°			~0.1	
		~30			~70°			>0.1	
		(12-)30			80°-30°			~0.1	>0.1
touching each other		~27			90°-60°			~0.15?	
		~32			~90°	1. 2.4 2. 1.1 ~1.7	56% 48% ~52%	~0.2	
		~60			~60°			~0.2	
		~33			<60°			~0.23	
		~30			?			>0.2	
		~38			90°-80°			~0.2	
		20?			~90°			~0.1	
touching each other at the base	~4%	~45			1. 52° 2. 60° 3. 83° ~65°			~0.2	

Summary table of dimensions

Name of species	greatest length observed in mm	outer diameter of the thalli in mm			diameter of the central cavity		height of segments		number of verticils in a segment
		largest	smallest	most common	in mm	relative to outer diameter (percent of)	in mm	relative to outer diameter (percent of)	
<i>Oligoporella pilosa</i>	35	2.7	1.3	2.3	1. 1.4 2. 0.8 3. 0.8 ~1.0	68% 54% 44% ~54%			
<i>Oligoporella serripora</i>	29	2.4	1.4	2	1. 0.6 2. 0.9 3. 1.1 ~0.9	33% 48% 50% ~44%			
<i>Oligoporella prisca</i>	20	2.3	1	1.6	1. 1.1 2. 0.6 3. 0.5 ~0.7	50% 36% 35% ~40%			
<i>Physoporella pauciforata</i>	26	3	0.5	2	1. 1.6 2. 1.1 3. 0.4 ~1	53% 55% 39% ~49%			
<i>Physoporella dissita</i>	12			2?	1. 1 2. 1.2 3. 0.8 ~1	50% 41% 36% ~42%	1. 7 to 5.7 2. 2 to 2.5 3. 3 to 2.7 ~1	42% 43% 38% ~41%	1
<i>Physoporella minutula</i>	7	2.9	1.3	2.3	1. 0.9 2. 0.5 3. 1.1 4. 2.0 ~1.1	59% 35% 47% 66% ~48%	1. 4 to 3.0 2. 2 to 1.8 3. 2 to 1.6 ~0.8	54% 59% 34% ~49%	1
<i>Kantia philosophi</i>	6.7	3.6	1.3	2.9	1. 2.0 2. 1.2 3. 0.6 ~1.3	70% 57% 50% ~59%	1. 3 to 4.2 2. 2 to 4.3 3. 1 to 6.7 ~3.4	50% 63% 223% ~112%	1. 2-3 2. 4-5 3. 14 4. 3 5. 2 6. 5 7. 2 (2-)4-5(-14)
<i>Kantia hexaster</i>	1.4			1.3	0,4	31%	1,4	93%	4
<i>Kantia dolomitica</i>	21	4.9	2	3.4	1. 1.7 2. 1.1 3. 3.3 ~2.0	48% 43% 69% ~53%	1. 10 to 10.7 2. 7 to 7.0 3. 4 to 4.1 ~1.0	34% 32% 30% ~32%	1. 2 2. 2 3. 2 2
<i>Diploporella annulata</i>	15	6.7	1	3.6	1. 1.9 2. 2.8 3. 2.2 4. 0.6 ~1.9	56% 74% 54% 55% ~58%	5. 6 to 10.3 6. 4 to 10.1 7. 1 to 12.9 8. 4 to 3.5 ~4.5	47% 67% 280% 18% ~137%	1-20?
<i>Diploporella debilis</i>	18	4.4	1.2	3.1	1. 3.4 2. 2.1 3. 1.1 ~2.2	79% 68% 45% ~64%	1. 3 to 2.7 2. 3 to 3.8 3. 3 to 5.0 ~1.5	47% ~43%?	2-3?

spacing of the verticils		number of pores in a section (verticil)	number of pores in a tuft	number of tufts in a verticil	angle of pores with the longitudinal axis	diameter of the main axis		diameter of the widest part of the pores in mm	diameter of the sporangia in mm
in mm	relative to outer diameter (percent of)					in mm	relative to outer diameter (percent of)		
1. 4 to 2.8 2. 6 to 3.6 3. 5 to 3.5	39% 29% 33%	10-20			~90°			~0.25	
~0.7	~34%								
1. 6 to 2.9 ~0.5	~28%	~20?			>60°			~0.15	
2. 22 to 8.8 3. 9 to 2.9 4. 8 to 3.3	26% 19% 24%	~18			~55°			~0.19	
~0.4	~23%								
4. 16 to 11.4 5. 6 to 6.0 6. 10 to 5.5	25% 38%	~15			45°-90°			~0.3	
~0.8	~31%								
equal to segment height		~30?			~90°			<0.26	
equal to segment height		~30?						~0.19	
1. 0.5 3. 0.5 4. 0.5 5. 0.34 6. 0.5	18% 17% 17%	~70	(2?)-3-4	~20	<90°	equal to diameter of central cavity	~0.13	~0.2	
~0.5	~17%								
0.3	23%	96?	6	16?	<90°?			<0.1	
1. 0.4? 3. 0.5	5% 5%	60?	4	15?	90°-60°			<0.15	
~0.45	~5%								
8. 4 to 3.5 9. 9 to 5.3 10. 6 to 3.3 11. 9 to 3.9	18% 17%	75?	3	25?	~90°			0.08-0.15	0.2X0.3
~0.6	17-18%								
?	?	?	?	?	<90°			~0.19	

Plate II (I)

Figs. 1–6. *Macroporella dinarica* PIA

1. Oblique longitudinal section. [Sample I.3.] 2. Oblique transverse section. All inner cavities are filled with spar calcite. [Sample I.3.] 3. Oblique transverse section. [Sample I.1.] 4. Transverse section. [Sample I.1.] 5. Transverse section. [Sample I.3.] 6. Tangential section. [Sample I.3.]

Figs. 7–12. *Macroporella Bellerophontis* ROTHPLETZ

7. Oblique longitudinal section. [Sample XX.1.] 8. Oblique transverse section. [Sample XX.1.] 9. Oblique transverse section of a particularly small specimen. [Sample XX.1.] 10. Oblique transverse section. [Sample XXVII.1.] 11. Oblique transverse section. [Sample XXVII.1.] 12. Somewhat oblique transverse section of a very large specimen. Pores widening upward. [Sample XXVI.1.]

Figs. 13–15. *Macroporella alpina* PIA

13. Somewhat oblique transverse section. [Sample LVII.1.] 14. Somewhat oblique transverse section of a specimen with few pores. [Sample LVII.1.] 15. Oblique transverse section. [Sample LVII.2.]

Figs. 16–17. *Macroporella helvetica* PIA

16. Oblique longitudinal section. [Sample XVI.3.] 17. Transverse section. [Sample XVI.3.]

Figs. 18–26. *Gyroporella ampleforata* GÜMBEL

18. Fragment. It shows particularly clearly the segmentation of the verticillated branches into stem and end bubble (Sporangium). [Sample VIII.1.] 19. Slightly oblique transverse section. In the lower part of the spar-calcite-filled central cavity are the remains of the membrane of the main axis. [Sample IX.1.] 20. Somewhat oblique transverse section through a deformed individual. In the spar calcite-filled inner central cavity are broken remnants of the membrane of the main axis. [Sample IX.1.] 21. Slightly oblique longitudinal section. Preservation as in the two preceding examples. Very clear intusannulation. [Sample IX.2.] 22. Transverse section. [Sample XIV.1.] 23. Oblique transverse section. Two inner ring furrows are cut across. Membrane of the main axis torn open but completely preserved. [Sample XIV.1.] 24. Rather oblique transverse section. In the upper part the membrane of the main axis. In the lower part, the calcareous skeleton is close to the main axis. [Sample XIV.1.] 25. Oblique transverse section through a fragment. Two inner annular furrows. [Sample XIV.3.] 26. Somewhat oblique transverse section. Below an inner annular furrow is cut across. [Sample XV.1.]

Fig. 27. *Teutloporella herculea* STOPPANI

Compare also Pl. III, Figs. 1–2. Oblique transverse section. [Original sample not found in the collection.]

[Statements of magnification were approximate. 1–6: scale bar 1 mm (grey bar); 7–27: scale bar 2 mm (black bar). Around each specimen a strip of the surrounding rock was left purposely.]



Plate III (II)

Figs. 1–2. *Teutloporella herculea* STOPPANI

See also Pl. II, Fig. 27.

1. Transverse section. [Sample LXXIII.2.] 2. Oblique transverse section. [Sample LXXIV.1.]

Figs. 3–6. *Teutloporella gigantea* PIA

3. Part of a very slightly oblique longitudinal section. [Sample LXXX.6.] 4. Transverse section. [Sample LXXX.1.] 5. Very oblique transverse section through a curved specimen*. Highly perforate calcareous skeleton. [Sample LVIII.1.] 6. Transverse section. [Sample LVIII.1.]

*In correcting the draft of the Plate I noticed that it could also be a section at the upper end of the plant (lower part in the figure).

Figs. 7–10. *Teutloporella (?) tenuis* PIA

7. [Sample I.6.] and 8. [Sample I.10.] Oblique longitudinal sections. Shows the tapering of the pores outward. 9. Section through a curved specimen. [Sample I.3.] 10. Transverse section. [Sample I.3.]

Figs. 11–14. *Teutloporella vicentina* TORNQUIST

11. Somewhat oblique transverse section. Below an annular furrow has been cut. [Sample XLV.1.] 12. Oblique longitudinal section. [Sample XLV.1.] 13. Oblique longitudinal section through 3 segments of very different lengths. [Sample XLV.3.] 14. Slightly oblique transverse section. [Sample XLI.2.]

Figs. 15–16. *Teutloporella vicentina* var. *nana* PIA

15. Somewhat oblique transverse section. [Sample XLV.1.] 16. Oblique longitudinal section through a curved specimen. [Sample XLV.3.] [Statements of magnification were approximate. Scale bar 2 mm (black bar). Around each specimen a strip of the surrounding rock was left purposely.]



Plate IV (III)

Figs. 1–8. *Oligoporella pilosa* PIA

1. Oblique longitudinal section of a small specimen. [Sample I.1.] 2. Transverse section of a small specimen. [Sample I.9.] 3. Oblique longitudinal section. [Sample I.1.] 4. Oblique transverse section. [Sample I.1.] 5. Oblique transverse section. [Sample I.3.] 6. Oblique longitudinal section of a small specimen with undulation. [Sample I.10.] 7. Slightly oblique longitudinal section. [Sample I.6.] 8. Oblique transverse section through a specimen with closely-spaced verticils. [Sample V.1.]

Figs. 9–11. *Oligoporella serripora* PIA

9. Slightly oblique transverse section. [Sample LIV.2.] 10. Oblique transverse section. [Sample LIV.3.] 11. Oblique longitudinal section. [Sample LIV.8.]

Figs. 12–17. *Teutloporella triasina* SCHAUROTH

12. Oblique longitudinal section, distinct pore series. [Sample III.1.] 13. Oblique longitudinal section of a specimen without annual furrows. [Sample III.1.] 14. Longitudinal section of a specimen with very well-marked annular furrows. [Sample III.1.] 15. Oblique transverse section. Very well-marked verticil series. [Sample XXXIII.2.] 16. Slightly oblique longitudinal section. Very well-marked verticil series. [Sample XXXIII.2.] 17. Transverse section. [Sample VI.1.]

Figs. 18–19. *Teutloporella* aff. *triasina* SCHAUROTH

18. Tangential section. [Sample VII.2.] 19. Oblique longitudinal section. [Sample VII.1.]

[Statements of magnification were approximate. 1–11: scale bar 2 mm (black bar); 12–19: scale bar 2 mm (red bar). Around each specimen a strip of the surrounding rock was left purposely.]

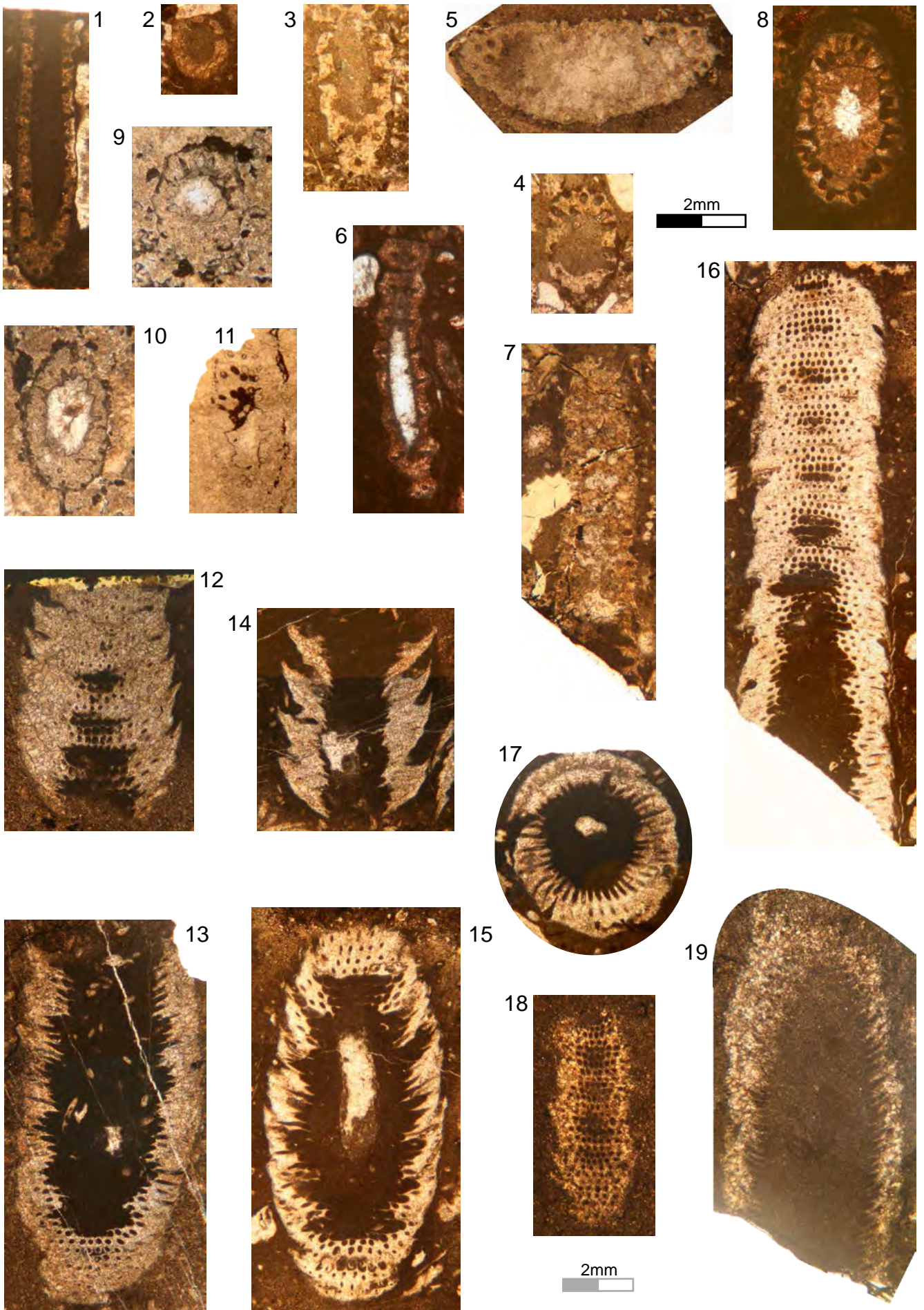


Plate V (IV)

Figs. 1–8. *Oligoporella prisca* PIA

1. Tangential section. Below the pores widen outward, at the top they widen inward. The line in the middle of the figure is a break in the paper of the original drawing. [Sample LXXIX.1.] **2.** Transverse section of a very small specimen. [Sample LXXIX.1.] **3.** [Sample XXXIV.2.] and **4.** [Sample XXXIV.1.] Oblique longitudinal section. **5.** Oblique transverse section. [Sample XXXIV.2.] **6.** Oblique transverse section through a somewhat curved specimen*. Obvious widening of the pores outward. [Sample XXXIV.2.] **7.** Oblique transverse section. [Sample XVI.3.] **8.** Oblique transverse section. Very strong expansion of the pores outward. [Sample XXXIV.2.]

*It may also concern a section at the upper end of a specimen. If so, it would follow that not all individuals reach the trichophorous stage.

Figs. 9–19. *Physoporella pauciforata* GÜMBEL

9. Somewhat oblique transverse section of a small specimen. [Sample XXI.1.] **10.** Somewhat oblique transverse section. [Sample XXI.3.] **11.** Somewhat oblique transverse section. [Sample XXI.2.] **12.** Oblique longitudinal section. [Sample XXI.2.] **13.** Somewhat oblique transverse section. 3 verticils. [Sample XXVIII.1.] **14.** Somewhat oblique transverse section. [Sample XXVIII.2.] **15.** Oblique longitudinal section. [Sample XXVIII.2.] **16.** Slightly oblique tangential section. [Sample XXVIII.2.] **17.** Transverse section. [Sample XXII.1.] **18.** Oblique longitudinal section of a specimen with strongly inclined pores. [Sample XXXIV.1.] **19.** Oblique longitudinal section. The line in the middle of the figure is a tear in the paper of the original drawing. [Sample LIV.1.]

[Statements of magnification were approximate. Scale bar 2 mm (black bar). Around each specimen a strip of the surrounding rock was left purposely.]

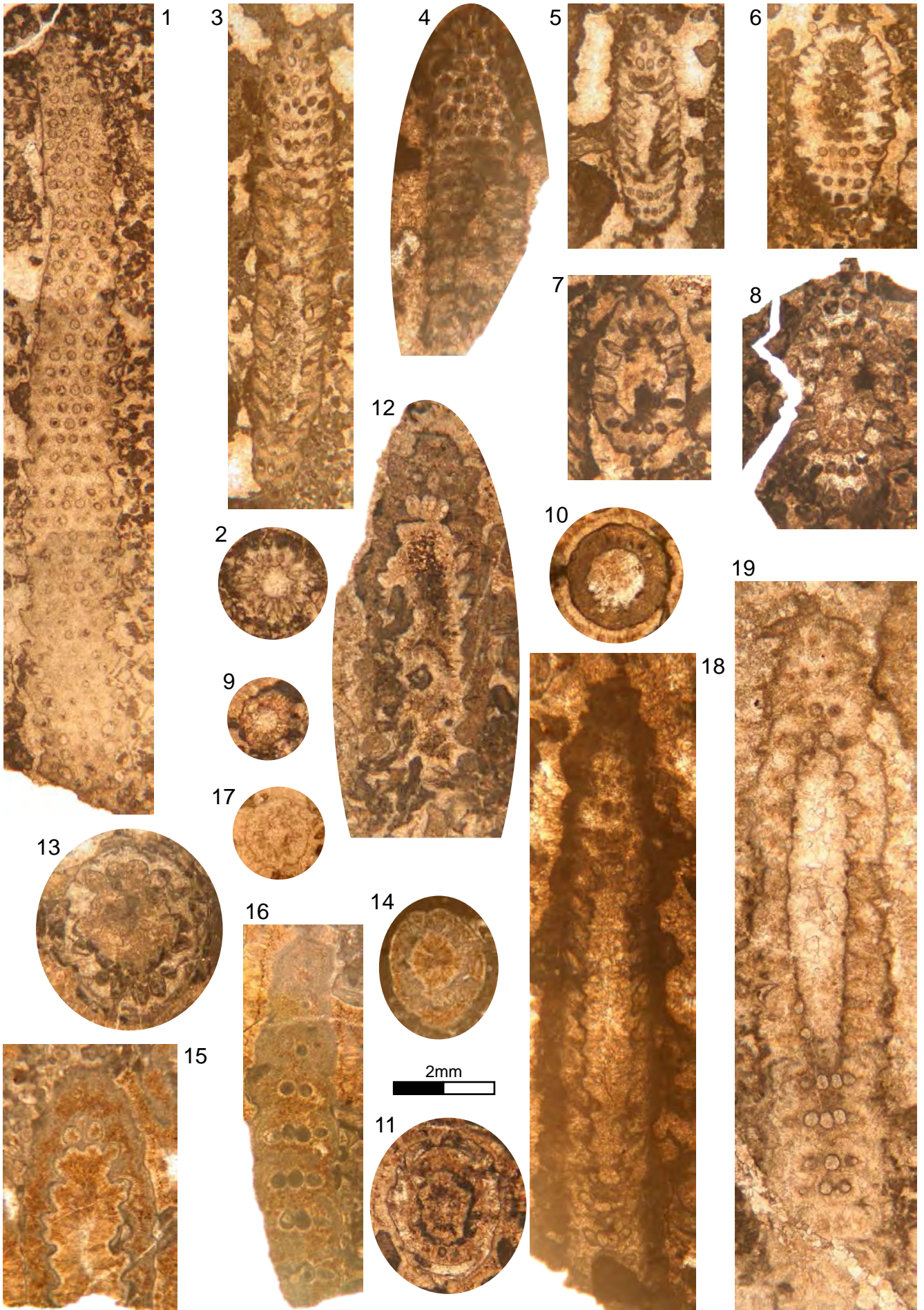


Plate VI (V)

Figs. 1–4. *Physoporella dissita* GÜMBEL

1. Oblique longitudinal section. The specimen is broken in the thin section, the drawing is a composite of the pieces. [Sample LXII.2.] **2.** Tangential section. [Sample LXII.4.] **3.** Oblique section through a fragment. [Sample LXII.4.] **4.** Oblique transverse section. [Sample LXII.4.]

Figs. 5–12. *Physoporella minutula* GÜMBEL

5. Longitudinal section of a fragment. [Sample XVI.3.] **6.** Longitudinal section of a fragment. [Sample XVI.3.] **7.** Longitudinal section of a fragment. [Sample XVI.3.] **8.** Oblique transverse section through a fragment. [Sample XVI.3.] Figures 5–8 make up a series showing increasing segmentation of the calcareous skeleton. **9.** Oblique section through a small specimen with pores inclined steeply. [Sample XVI.1.] **10.** Eccentric longitudinal section through only one segment. [Sample XVI.1.] **11.** Oblique longitudinal section. [Sample XVI.4.] **12.** Oblique transverse section. [Sample XVI.3.]

Fig. 13. *Kantia hexaster* PIA

Oblique longitudinal section through a single segment. [Sample I.3.]

Figs. 14–16. *Kantia dolomitica* PIA

14. Fragment. Form and position of pores particularly clear. [Sample XXX.1.] **15.** Oblique longitudinal section of a broken specimen. [Sample XXX.4.] **16.** Oblique longitudinal section. [Sample XXX.4.]

Figs. 17–21. *Kantia philosophi* PIA.

17. Oblique transverse section. [Sample XIV.1.] **18.** Oblique transverse section through an extremely small specimen. [Sample XIV.1.] **19.** In the upper portion two tangential sections (the right hand one strongly oblique), below a longitudinal section of one segment. [Sample XIV.2.] **20.** Slightly oblique longitudinal section through three segments. On the left side of the middle one two broadened pores (sporangia?). [Sample XIV.3.] **21.** Transverse section. [Sample XIV.3.]

[Statements of magnification were approximate. Scale bar 2 mm (black bar). Around each specimen a strip of the surrounding rock was left purposely.]

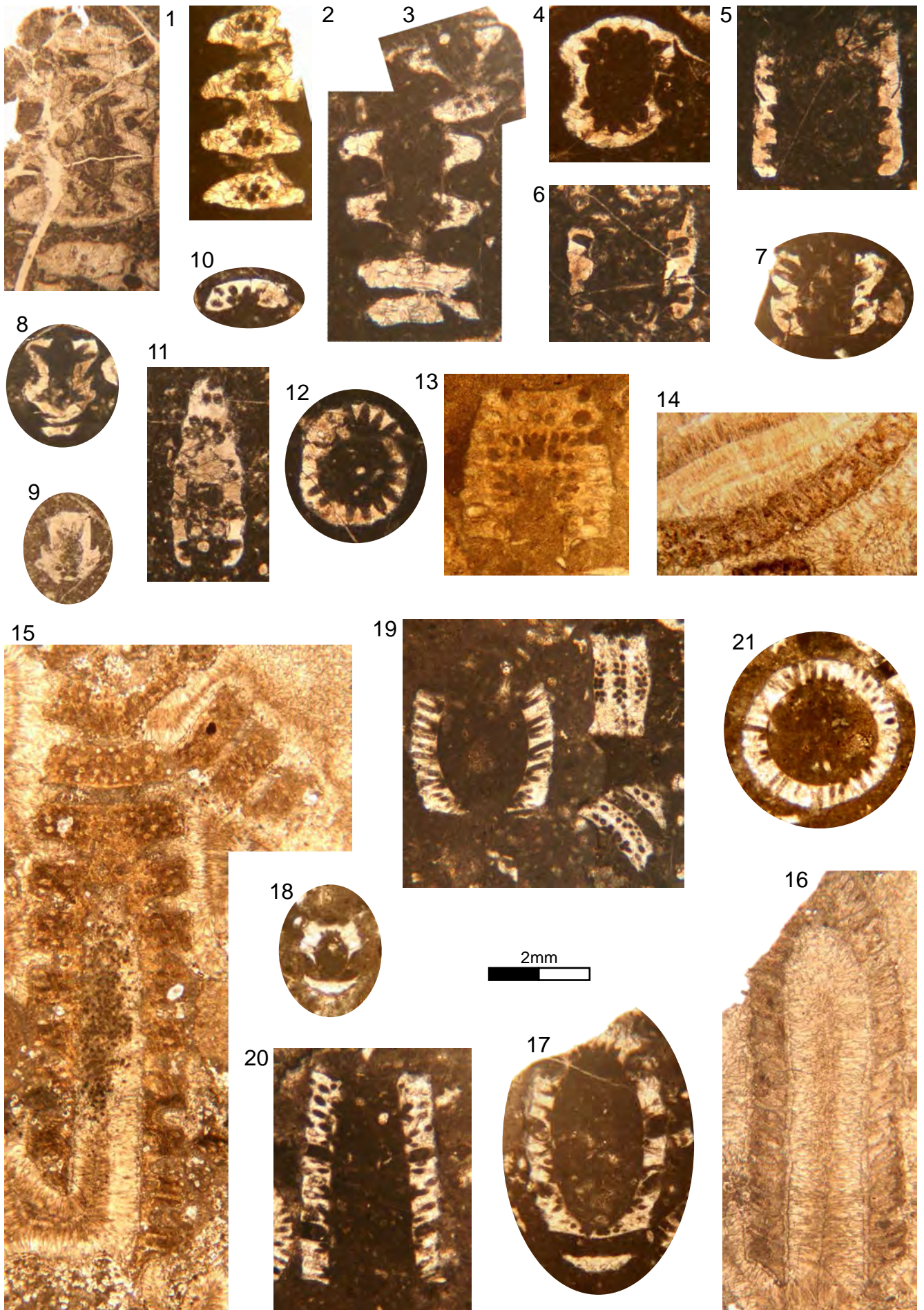


Plate VII (VI)

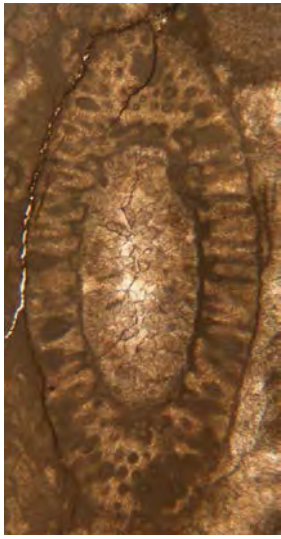
Figs. 1–17. *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL

See also Pl. VIII, Figs. 1–2.

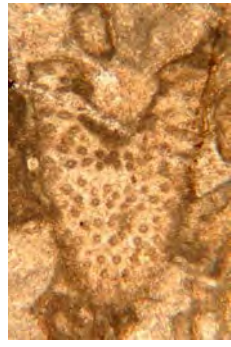
1. Oblique section through a very thick-walled specimen. Very clear pore tufts. [Sample XIII.1.] 2. Oblique longitudinal section. In the middle a clearly defined grouping of three pores. The two dashed lines in the middle mark the approximate limit of the area occupied by a verticil. [Sample XIII.1.] 3. The inner side of a weathered calcareous skeleton fragment. Between the verticils somewhat raised annular ridges. [Original sample not found in the collection.] 4. Outside of weathered fragment. [Original sample not found in the collection.] 5. Transverse section of a thick-walled specimen. [Sample II.5.] 6. Oblique longitudinal section. [Sample II.2.] 7. Oblique longitudinal section. [Sample II.2.] 8. Oblique longitudinal section. [Sample II.5.] 9. Oblique section through a fragment. On the left several pores with spherical enlargements (sporangia?). [Sample XXV.3.] 10. Oblique transverse section through one segment with very inclined pores. [Sample XXV.3.] 11. Slightly oblique transverse section. On the right a globular space (sporangium?). The corresponding pore is not in the section. [Sample XXV.1.] 12. Oblique section through a fragment. Right and left an annular furrow almost fully closed outward. In the middle of the lower part are several distinct groups of three pores each. [Sample XL.2.] 13. Oblique longitudinal section through three segments each with two verticils. [Sample XL.1.] 14. Slightly oblique transverse section of a thin-walled specimen. [Sample XII.1.] 15. Tangential section through five segments each with 1 verticil. [Sample LXIX.1.] 16. Oblique longitudinal section of a large fragment. Between the verticils ridges extend into the inner space. [Sample L.2.] 17. Slightly oblique longitudinal section through two segments. Corresponding to an annular furrow is a broad projection into the inner cavity. [Sample LXVVI.1.]

1–2 and 14–15: Locality unknown.

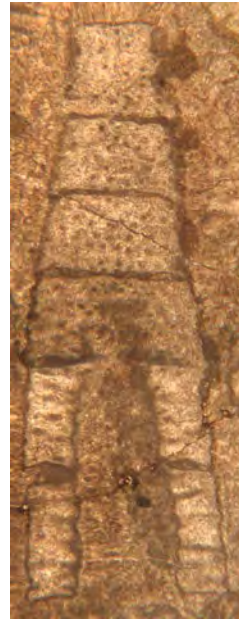
[Statements of magnification were approximate. Scale bar 2 mm (black bar). Around each specimen (except 3 and 4) a strip of the surrounding rock was left purposely.]



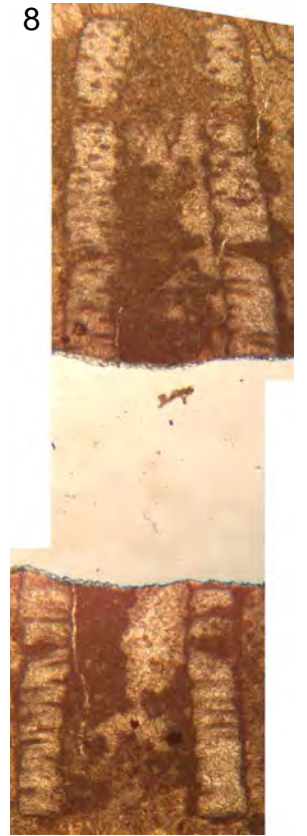
1



2



7



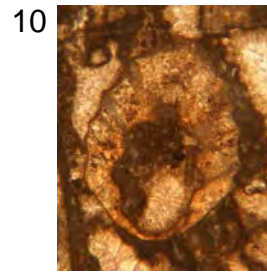
8



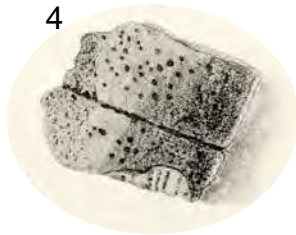
3



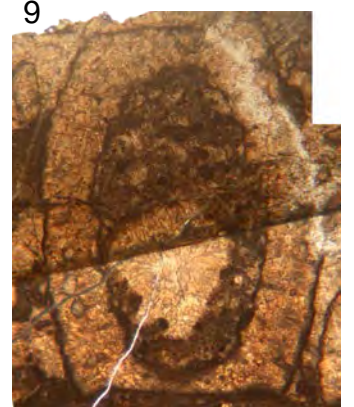
6



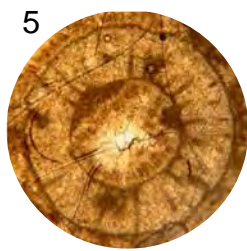
10



4



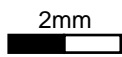
9



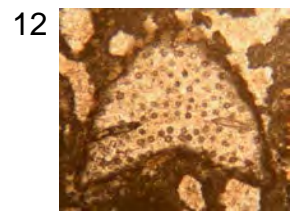
5



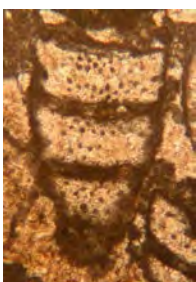
11



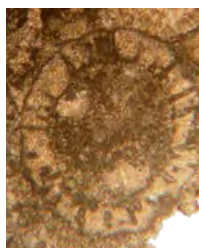
2mm



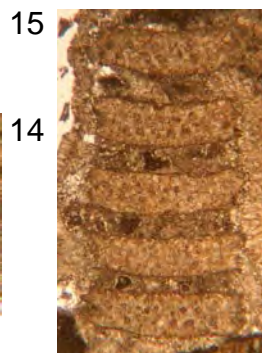
12



13



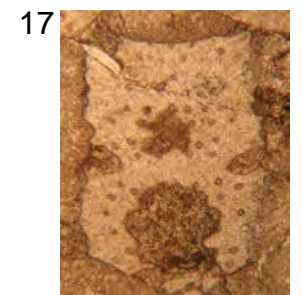
14



15



16



17

Plate VIII (VII)

Figs. 1–2. *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL

See also Pl. VII, Figs. 1–17.

1. Oblique transverse section through two specimens accidentally nested. In the outer one only one verticil per segment. [Sample LXI.2.]
2. Longitudinal section precisely through the apex of a specimen. On the drawing the apex is down. [Sample XXIV.1.]

Figs. 3–7. *Diplopora debilis* GÜMBEL

3. Slightly oblique transverse section. [Sample XXXV.1.] 4. Oblique transverse section through a very large specimen. [Sample XLII.2.] 5. Fragment. It clearly shows the enlargement of the pores outward. [Sample XLII.1.] 6. Tangential section through 3 segments. [Sample XLII.1.] 7. Oblique transverse section. The pores broaden outward. [Sample XLII.2.]

[Statements of magnification were approximate. Scale bar 2mm (black bar). Around the specimens of Figs. 1–7 a strip of the surrounding rock was left purposely.]

Fig. 8. General structural plan of the Diploporids

It helps also in the explanation of the reconstruction in the text. Upper half: Lateral view, decalcified after the removal of the front verticillated branches. Lower half: Longitudinal section. A = verticillated branches, K = calcareous skeleton, M = membrane of the main axis, P = pores in the membrane, S = main axis.

Fig. 9. Young sterile shoot of *Neomeris annulata*.

From CRAMER, 1891-2, Pl. 1, Fig. 2.

Figs. 10–16. Schematic generic reconstructions.

[refer to Text-Figs. 1, 4, 11–12, 16, 19 & 21 herein]

10. *Macroporella* PIA

[Refer to Text-Fig. 1 herein]

[In the original publication,] upper drawing: Section of the decalcified plant from above. Lower drawing: Lateral view of the decalcified plant. In the lower part the front verticillated branches are removed.

11. *Gyroporella* GÜMBEL.

[Refer to Text-Fig. 4 herein]

As in Fig. 10.

12. *Teutoporella* PIA.

[Refer to Text-Fig. 11 herein]

As in Fig. 10.

13. *Oligoporella* PIA

[Refer to Text-Fig. 12 herein]

[In the original publication,] upper drawing: Decalcified verticil from above. Lower drawing: Lateral view, decalcified. In the upper part the front verticillated branches are removed.

14. *Physoporella* STEINMANN

[Refer to Text-Fig. 16 herein]

As in Text-Fig. 13. One pore of the two verticils was left out during reproduction.

15. *Kantia* PIA

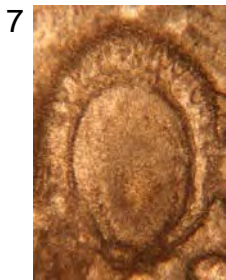
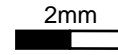
[Refer to Text-Fig. 19 herein]

[In the original publication,] upper drawing: Decalcified verticil from above. Lower drawing: Lateral View. From top to bottom: 1. 3 verticils decalcified, frontal branches removed. 2. 3 decalcified verticils with all branches. 3. 5 verticils in the thallus with the calcareous skeleton.

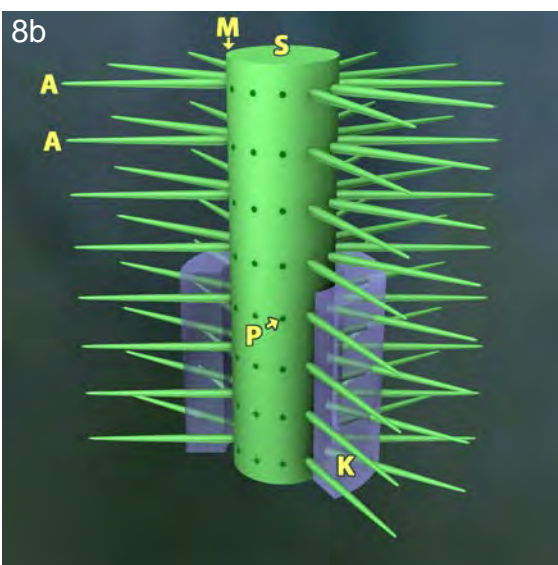
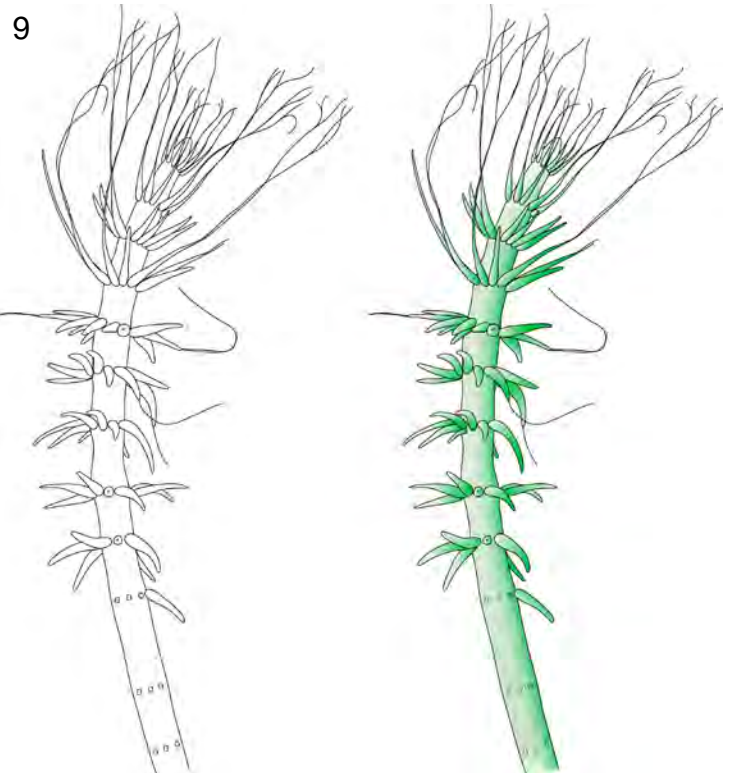
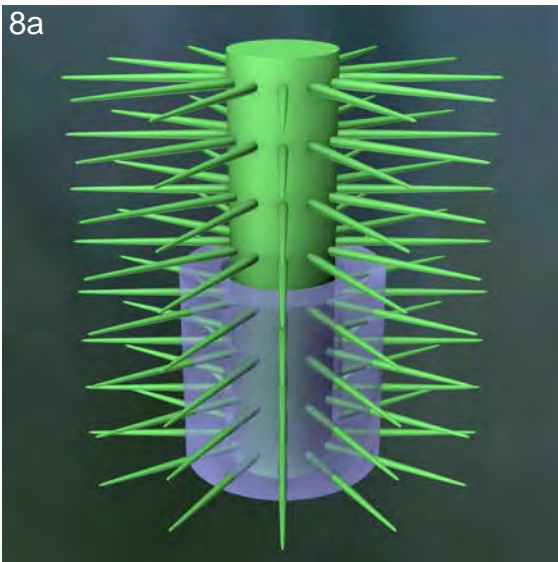
16. *Diplopora* SCHAFFHÄUTL

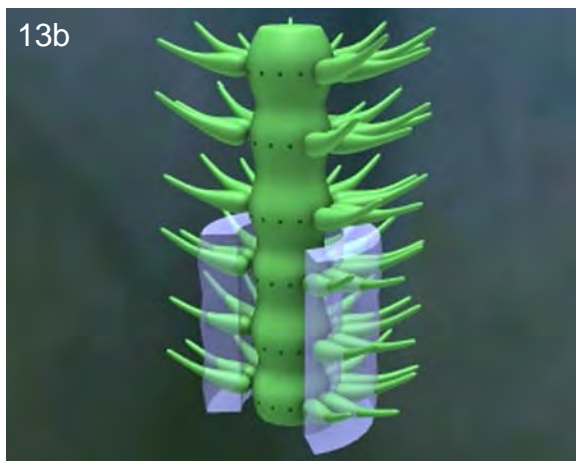
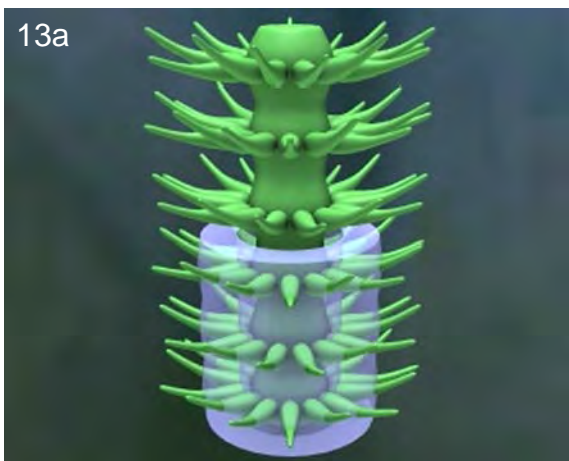
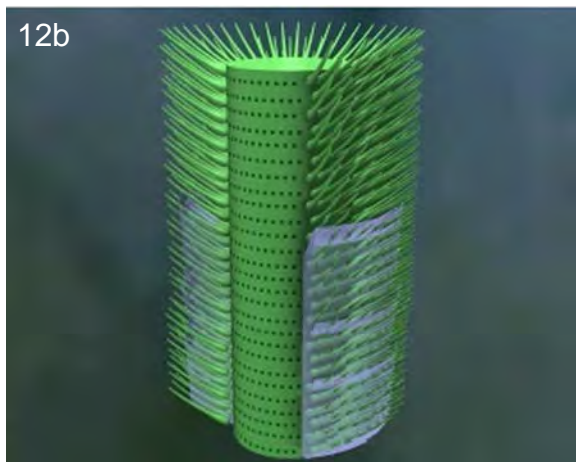
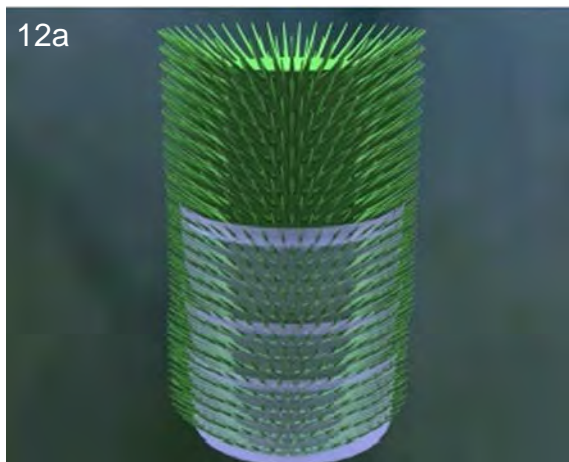
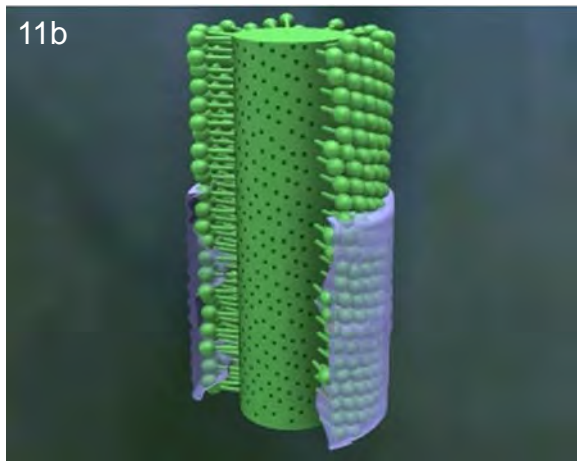
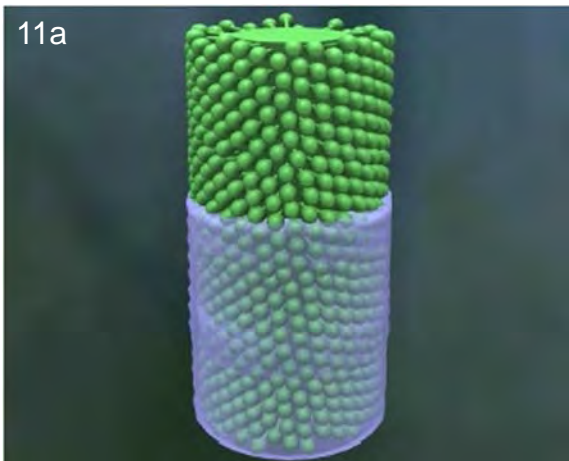
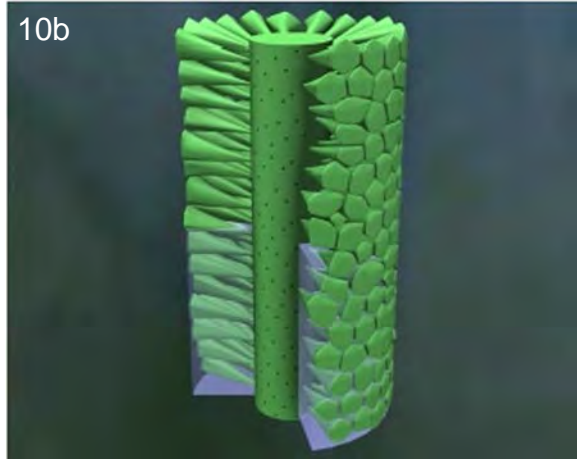
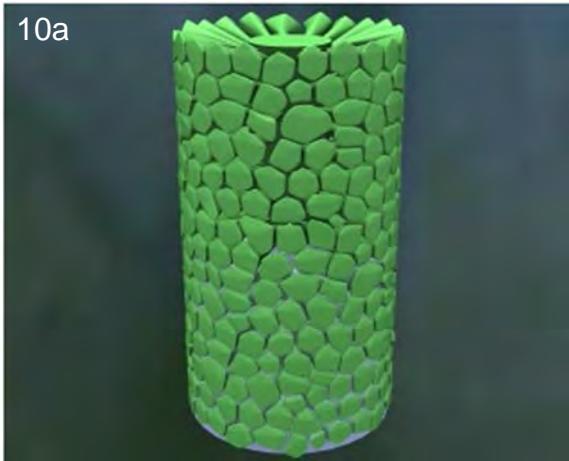
(Refer to Text-Fig. 21 herein)

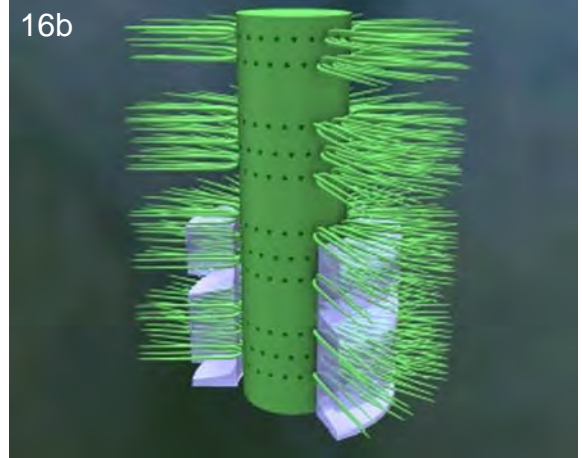
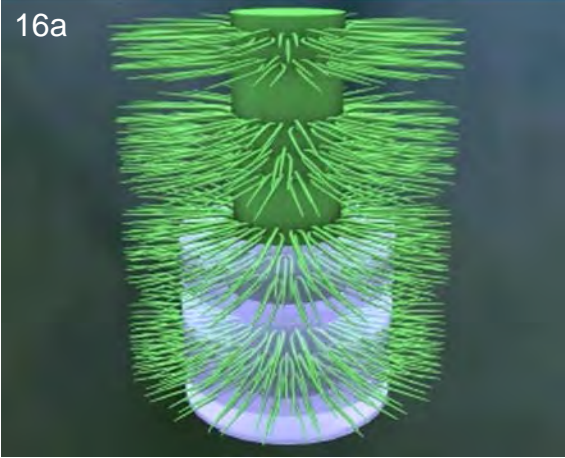
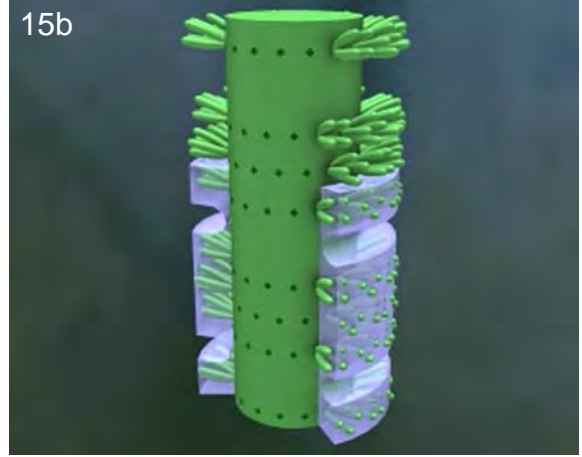
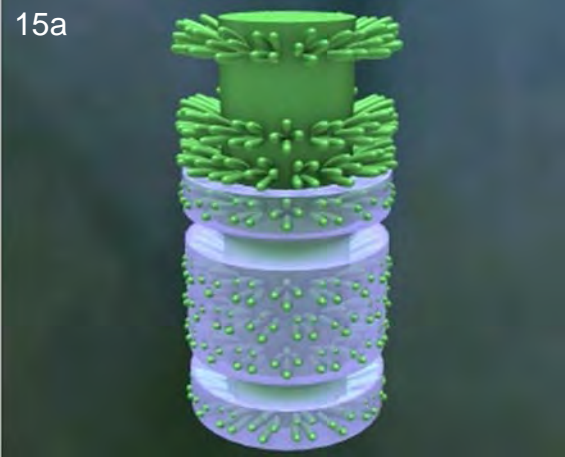
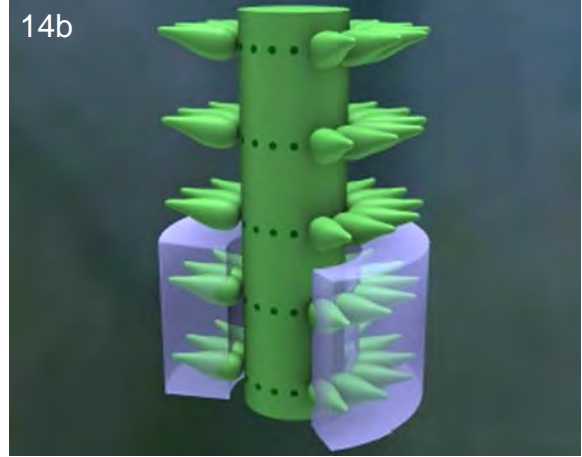
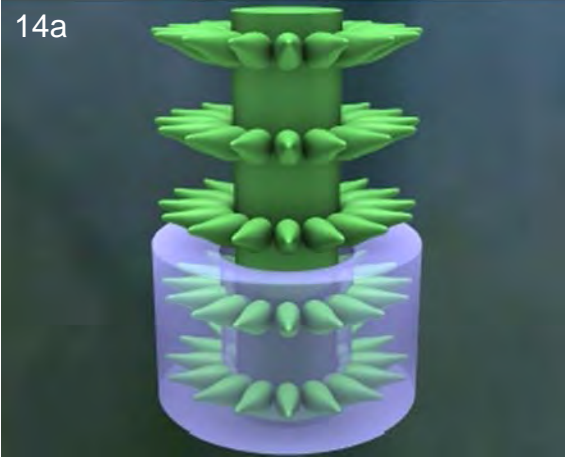
[In the original publication,] upper drawing: Decalcified verticil from above. Lower drawing: Lateral view. From top to bottom: 1. 2 verticils decalcified, frontal branches removed. 2. 1 verticil decalcified, the front branches removed, the lateral ones cut off at the outer surface of the calcareous skeleton. 3. 3 verticils decalcified. All branches cut off at the outer surface of the calcareous skeleton. 4. 1 verticil with calcareous skeleton. Branches as in 3. 5. 2 complete verticils with thallus.



6







Closing remarks

Lastly, I am allowed to list some questions that follow from those I have discussed and of which the study appears particularly desirable to me.

1. As far as my work itself is concerned, it needs most of all a more thorough study of sporangia, particularly those of the Diploporids. Furthermore, in the classification of the newer species the question should be investigated as to whether the genus *Teutloporella* should not be split, so that one genus would be comprised of *T. herculea*, *T. gigantea*, *T. tenuis*, the other, that would have a new name, of *T. vicentina* and *T. triasina*. The necessity of more comprehensive statistics for the determination the stratigraphic occurrences of the several species was already pointed out in the introduction.

2. The species that I do not have, such as *D. nodosa*, *G. macrostoma*, *G. silesiaca*, *D. Gumbeli*, *D. Benecke*, *G. vesiculifera*, *G. curvata* should be worked on again (see 1863-1, 1872-1, 1895-4).

Also to be undertaken:

3. An investigation of the west-Alpine Diploporids.

4. A reexamination of *Petrascula bursiformis*, *Linoporella capriotica*, in particular, however, ALTH's species *G. podolica*, *G. cyathula*, *G. subannulata*. See 1873-1, 1878-1, 1879-1, 1881-1, 1882-1, 1889-1, 1899-1.

5. A revision of *Munieria* and the forms in the Schratzen Limestone of the Säntis. See 1883-2, 1902-1, 1908-1.
6. The Dasyoporellids family and all Carboniferous forms seem to me to require a revision, that would perhaps lead to the suppression of one genus or another.
7. The extraordinarily rich Tertiary material should be completely revised, taking into account that in addition to the one in Paris, the collection in Bonn would probably be the main one to consider. These problems could be worked on anytime, for some others to be dealt with material needs to be obtained.
8. A study of the **Siphoneae verticillatae** of the Buntsandstein would be especially valuable. Here one must attempt to determine whether and how the several genera of the Muschelkalk were derived from *Macroporella*.
9. Scarcely less interesting would be a flora from the Lias or the Dogger that would probably show us the transition from the Diploporids to the Triploporellids.
10. Finally, as initiated by STEINMANN, a supplement to our knowledge of the Upper Cretaceous forms which would eventually give us a closer look at the later development of the Triploporellids, would be highly desirable.

Received: 3. September 2013, Accepted: 23. September 2013

Dionýs Štúr und die Felsstürze vom Mönchsberg (Stadt Salzburg)

JOSEF-MICHAEL SCHRAMM¹ & THOMAS HOFMANN²

7 Abbildungen, 1 Tabelle

Zum Gedenken an den 120. Todestag von Dionýs Štúr am 9. Oktober 2013

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 63 Salzburg

Bergsturz
 Quartär
 Stadtgeologie
 Ingenieurgeologie
 Massenbewegung

Inhalt

Zusammenfassung	301
Abstract	301
Einleitung	301
Geologischer Abriss unter Einbeziehung historischer Fakten	303
Chronologie der Ereignisse aus zeitgenössischer Sicht	305
Geologische Studie von Dionýs Štúr des Jahres 1887	306
Deutung aus moderner naturwissenschaftlicher Sicht	309
Öffentliches Management geogener Risiken im urbanen Bereich	311
Dank	311
Literatur	312

Zusammenfassung

Die aus unterschiedlich verfestigten quartären Konglomeraten bestehenden, örtlich sogar überhängenden Mönchsbergwände bilden seit Jahrhunderten ein latentes Gefahrenpotenzial für das Zentrum der Stadt Salzburg. Der bislang größte Felssturz ereignete sich am 16. Juli 1669 frühmorgens; kleinere Steinschläge ereigneten sich seit dem Bestehen Salzburgs und treten – trotz des alljährlichen systematischen Abschlagens lockerer Gesteinspartien – bis zur Gegenwart auf. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einem geologischen Gutachten von Dionýs Štúr (1827–1893), welches dieser im Jahr 1887 für die Stadt Salzburg erstattete. Die Ausarbeitung Štúr's stellt ein rares Dokument aus dem Bereich der frühen Ingenieurgeologie dar.

Dionýs Štúr and the Rockfalls from Mönchsberg (City of Salzburg)

Abstract

The vertical partly overhanging walls of the Mönchsberg, built of quaternary conglomerates with different grade of consolidation, represent a permanently geohazard in the city of Salzburg. The biggest rockfall so far happened on July 16th of 1669 very early in the morning. Smaller rockfalls happened before and also occur up to present times – although loose parts are removed systematically every year – even in our days. The present work deals with a geological expertise by Dionýs Štúr (1827–1893), elaborated in 1887 for the city of Salzburg. This study represents a rare geological document in the fields of early engineering geology.

Einleitung

Der Geologe Dionýs Rudolf Josef Štúr (geboren am 5. April 1827 in Beczkó/Oberungarn heute Beckov/Slowakei, gestorben am 9. Oktober 1893 in Wien) wirkte in vielen Kronländern der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Eine lange Publikationsliste (MIKO & SAMUEL, 1994) belegt seine

Tätigkeiten im Bereich der geologischen Landesaufnahme und der Paläobotanik, weniger bekannt sind angewandte geologische Aktivitäten von Štúr. Im Archiv der Geologischen Bundesanstalt befindet sich für das Jahr 1887 unter der Nummer 251 die Korrespondenz samt einem Gutachten von Dionýs Štúr über die Felssturzgefahr vom Salzburger Mönchsberg. Nach einem der wiederholt auf-

1 JOSEF-MICHAEL SCHRAMM: Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg. josef-michael.schramm@sbg.ac.at
 2 THOMAS HOFMANN: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geologie.ac.at

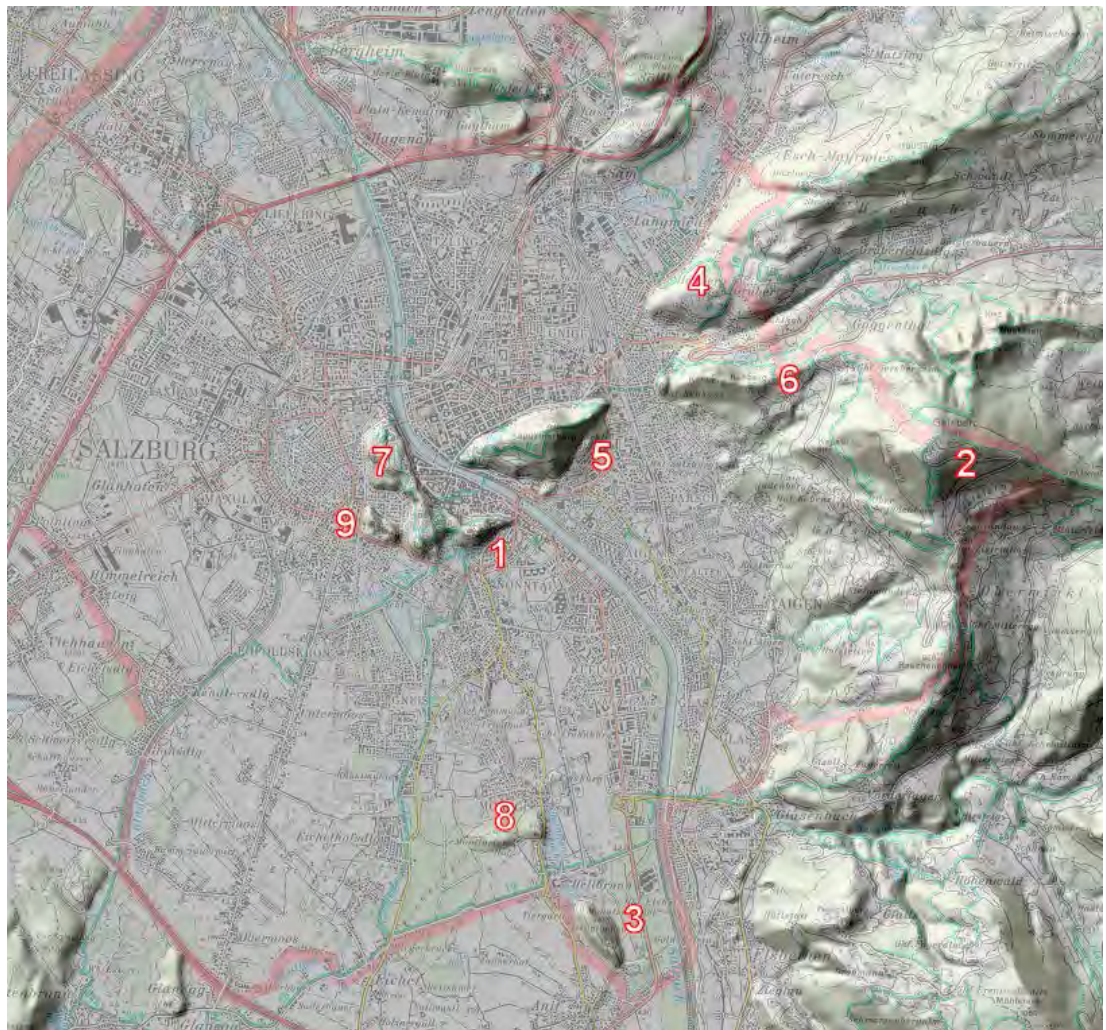


Abb. 1. Schattiertes Relief des Stadtgebietes von Salzburg mit Position der Stadtberge (die Ziffern 1 bis 9 entsprechen den in Tabelle 1 aufgelisteten Stadtbergen).

getretenen Felsstürze, zuletzt 1886, wandte sich die Stadtgemeindevorstellung Salzburg an die k. k. Geologische Reichsanstalt. Der Bitte um Begutachtung kam der damalige Direktor Dionýs Štúr höchstpersönlich nach. Štúr berichtete darüber in der Jahressitzung am 17. Jänner 1888 in einer kurzen Mitteilung (ŠTÚR, 1888b).

Schon relativ früh hatte sich Štúr mit Fragen der angewandten Geologie auseinandergesetzt. Zu erwähnen wäre zum einen eine Rutschung bei Weissenbach (ŠTÚR, 1868) und als Meilenstein ein Gutachten über die Bodenverhältnisse des Wiener Zentralfriedhofes (ŠTÚR, 1869). Des Weiteren befasste sich Štúr aber auch mit der öffentlich be-

		Höhe	Tektonische Zuordnung	Gesteinsbestand (Auswahl)
1	Festungsberg	540 m	NKA – T	Hauptdolomit, Plattenkalk
2	Gaisberg	1.287 m	NKA – Gosau NKA – T	Konglomerat Hauptdolomit, Plattenkalk
3	Hellbrunner Berg	515 m	Quartär	Nagelfluh (Konglomerat)
4	Heuberg	901 m	RDF	Zementmergel, Mürlsandstein
5	Kapuzinerberg	636 m	NKA – T NKA – B	Hauptdolomit, Plattenkalk Neokommergel
6	Kühberg	711 m	NKA – T NKA – B	Hauptdolomit, Plattenkalk Neokommergel
7	Mönchsberg	508 m	Quartär	Nagelfluh (Konglomerat)
8	Morzger Hügel	470 m	NKA – Gosau	Glanegger Schichten
9	Rainberg	510 m	Quartär	Nagelfluh (Konglomerat)

Tab. 1. Salzburgs Stadtberge samt Höhenangabe, tektonischer Zuordnung und Gesteinsbestand. NKA = Nördliche Kalkalpen, T = Tirolikum, B = Bajuvarikum, RDF = Rhenodanubischer Flysch. Das Helvetikum-Fenster des Heuberges befindet sich außerhalb des Stadtgebietes.

deutsamen Wasserversorgung zahlreicher Kommunen von Ried über Hainburg bis Czernowitz (ŠTŮR, 1889a–e).

Die Frage, warum gerade Štúr als damaliger Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt sich angewandt-geologischer Themen annahm, beantwortet Štúr im Jahresbericht für 1887 (ŠTŮR, 1888a: 23) selbst: „Im Verlaufe der Aufnahmezeit im Sommer und Herbst habe, in Abwesenheit der Herren Geologen, ich selbst die Beantwortung mancher Anfragen von amtlicher und privater Seite übernommen.“

Geologischer Abriss unter Einbeziehung historischer Fakten

Die neun Stadtberge Salzburgs (Abb. 1, Tab. 1) prägen die einmalige Kulisse der Landeshauptstadt und bieten ein

einzigartiges (geo)touristisches Potenzial (JÄGER & PORN-DORFER, 1928).

Abgesehen von der Naturschönheit bergen die Stadtberge latente geogene Gefahrenherde, wie auch der jüngste Felssturz von der Ostflanke des Kapuzinerberges vom 11. Juli 2013 mit ca. 2 m³ (knapp 5 Tonnen) beweist. Eine Hauptdolomitplatte löste sich aus dem Felsverband, stürzte rund 60 m auf den Parkplatz beim Haus Fürbergstraße 34 ab und zerteilte sich. Einige Blöcke durchschlugen die Fassade. Es entstand nur Sachschaden.

Im 17. Jahrhundert, also noch zur frühen Neuzeit, hat eine – geologisch gesehen winzige – Gesteinsmassenverlagerung zur wohl größten geogenen Katastrophe in der Stadt Salzburg geführt. Es handelt sich um die in alten Darstellungen übertriebenermaßen als Bergsturz



Abb. 2. Blick auf die ENE-Wand des Mönchsberges, die im Bereich Gstättengasse rund 70 m senkrecht, teilweise überhängend aufragt. Links die Fassade der Markuskirche, 1669–1705 auf dem Trümmerfeld des Felssturzes 1669 von Johann Bernhard Fischer von Erlach (1656–1723) wiedererrichtet. Man beachte die wandparallelen, offenen Entspannungsklüfte. Foto: J.-M. Schramm.

bezeichneten Felsstürze, welche sich am 16. Juli 1669 aus der ostseitigen Mönchsbergwand gelöst haben (HACQUET, 1785; HÜBNER, 1792; KÖNIG, 1969).

Die in der geologischen und geomorphologischen Literatur (u.a. ABELE, 1974: 5) gebräuchliche Definition „Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Million m³ besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km² bedecken“, lässt sämtliche Mönchsberg-Ereignisse „nur“ als Felsstürze werten. Derartige Naturvorgänge sind für Geologen nichts Ungewöhnliches. Gravitativ bedingte Ausgleichsbewegungen treten sowohl in Hochgebirgen verbreitet auf, als auch in all jenen Bereichen, wo überhaupt relative Höhenunterschiede vorliegen.

Was erhebt dann einen solchen geologischen Alltagsprozess zur erwähnenswerten Besonderheit?

- Die Felsstürze vom Mönchsberg betrafen nicht eine unberührte Naturlandschaft, sondern das Zentrum einer Kulturlandschaft. Salzburg existierte seit dem Hochmittelalter als kleines, eigenständiges geistliches Staatsgebilde mit der gleichnamigen Hauptstadt.
- Die Sturzvorgänge können nicht nur in geologischer Dimension (postglazial, subrezent) datiert werden, sondern sind historisch exakt dokumentiert (tages-, ja sogar stundengenau).
- Entsprechend der urbanen Lage wurden alle stummen Zeugen (Felssturzablagerungen und Schäden) innerhalb kurzer Zeit vollständig beseitigt. Einzelne Partien der ursprünglichen Abrissnische wurden wegen der latenten Sturzgefahr nachträglich skarpiert (d.h. man begradigte die Abhänge). Somit müssen für eine nachträgliche Befundaufnahme wesentliche Elemente der Massenbewegung aus historischen Quellen rekonstruiert und nach modernen geologischen Erkenntnissen analysiert werden.

Im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen folgt das Salzach-Quertal einer NNW–SSE verlaufenden Störungszone und öffnet sich flussabwärts von Golling trichterförmig zum Salzburger Becken. Dieses wird im Süden von

den Kalkalpen umrahmt und bettet sich im Norden ins Alpenvorland (Rhenodanubischer Flysch, Helvetikum) ein. Das Salzburger Becken weist eine differenzierte quartäre Sedimentations- und Erosionsgeschichte auf. Zuletzt deuten signifikante Moorbildungen auf die spätglaziale Verlandung eines ausgedehnten Sees hin. Der kalkalpine Rahmen des Salzburger Beckens sowie der Kapuziner- und Festungsberg (Inselberge) werden großtektonisch dem Tirolikum zugeordnet (DEL-NEGRO, 1979; PREY et al., 1969; PREY, 1980).

Schroffe Geländeformen überragen im Stadtzentrum von Salzburg die Ebene des Salzburger Beckens (Abb. 2). Der Kapuziner- und Festungsberg erheben sich gleichsam wie kalkalpine Inseln aus der quartären Beckenfüllung, der nördlich an den Gaisberg anschließende Kühberg modelliert die sich auf den Rhenodanubischen Flysch schiebende kalkalpine Deckenstirn lehrbuchartig (Abb. 3). Mönchsberg, Rainberg und Hellbrunner Berg stellen die Reste älterer quartärer top set Ablagerungen dar.

Während der pleistozänen Vereisungen erreichte der Salzachgletscher Ausdehnungen bis ins Vorland und hinterließ in seinem Zungenbereich (Salzburger Becken) jeweils unterschiedlich aufspiegelnde Eisseen (Seespiegelhöhen bei 530, 490, 460 m SH, nach DEL-NEGRO, 1983). Diese wurden je nach ihrer Auslaufposition mit Sedimentabfolgen auf verschiedenen Niveaus gefüllt (VAN HUSEN, 1990).

Über den Grundmoränensedimenten setzten sich mächtige Seetone (bottom set) ab und an den Mündungen der Zuflüsse Schotter und Sande (fore set). Ein nordwärts ausdünnendes Salzach-Delta samt Nebenflussablagerungen bildet die hangenden Zehnermeter der Beckenfüllung (top set) (VAN HUSEN, 1995). Die im Salzburger Becken weit verbreiteten Konglomerate – u.a. Mönchsberg, Rainberg, Hellbrunner Berg (FUGGER, 1901, 1904; CRAMMER, 1903; VORTISCH, 1924; STUMMER, 1941; STOCKER, 1987; GÜRTLER, 1996) – stellen demgegenüber Reste älterer top set Ablagerungen dar (VAN HUSEN, 1995). Die spätglaziale Formgebung (u.a. Salzachterrassen: Friedhof- und Hammerau-terrasse) wird von PIPPAN (1957, 1958, 1959), SEEFELDNER (1961), HEUBERGER (1972) und VAN HUSEN (1990) teils kontroversiell diskutiert.

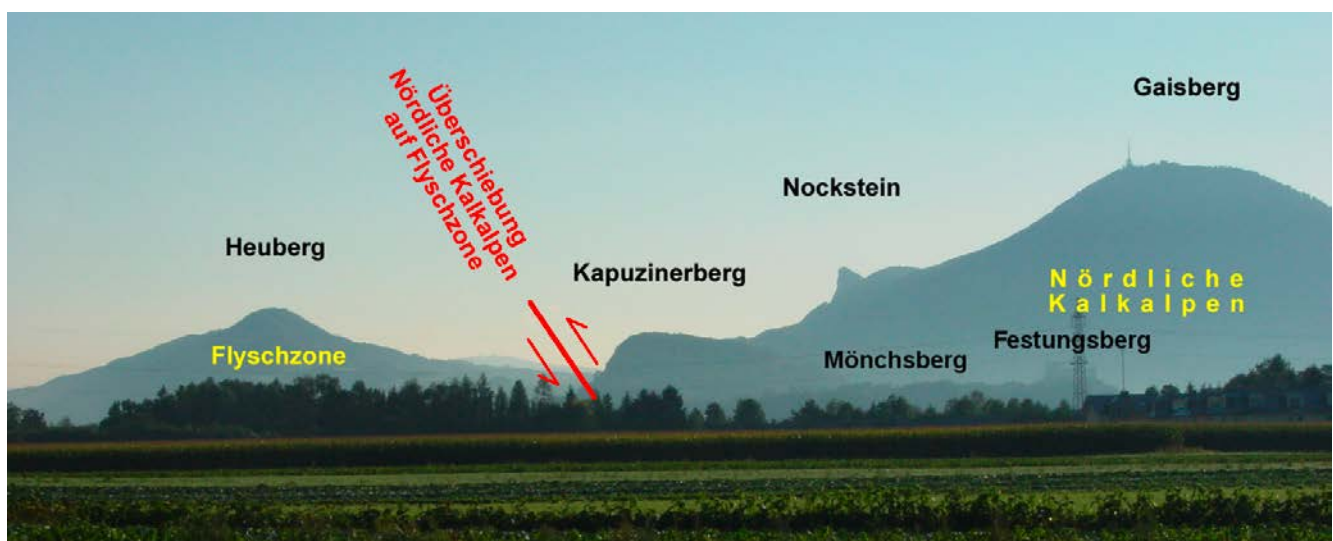


Abb. 3. Blick vom Walser Feld über die Salzburger Ebene (Friedhofterrasse) nach ENE. Obwohl sich der Mönchsberg bis zu 78 m, der Festungsberg gar um 110 m über das Niveau der Salzburger Innenstadt (430 m) erheben, scheint die Höhendifferenz aus rund 5,5 km horizontaler Distanz verschwindend klein. Man beachte die Asymmetrie des Kapuzinerberges (mittlere Kulisse) und des Nocksteins, welche die Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen bilden. Foto: H. Kautz.

Am und im Mönchsberg wurden wiederholt Baumaßnahmen größeren Maßstabes vorgenommen, zum Beispiel:

- Vortrieb des Sigmundstores (Neutor) 1764 bis 1765 (PIRKMAYER, 1901; MUDRICH, 1915).
- Bau von Kellerräumen, Luftschutzbauten und Stollen für die städtische Infrastruktur (MARTIN, 1947; GRÜN-WALD et al., 1962; HORNINGER, 1986; FASCHING, 2011).
- Errichtung des Neuen Festspielhauses (KIESLINGER, 1960a, 1972).
- Aushub von mehrstöckigen, als Parkgaragen genutzten Kavernen (FUSCHELBERGER, 1975; HORNINGER, 1975a, b, 1976; KÖHLER, 1975a, b, c).
- Sanierung der teilweise auf den Felssturzablagerungen (Ereignis 1669) gegründeten und von ungleichförmigen Setzungen betroffenen Markuskirche (AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, ABTEILUNG 6, 1980; FERSTL, 1980; RITTER, 1980; SCHLEGEL, 1980; SCHRÖCK, 1980).

Chronologie der Ereignisse aus zeitgenössischer Sicht

Über die Felsstürze vom Mönchsberg 1666, 1669 und 1750 berichten HACQUET (1785), PEZOLT (1894), MARTIN (1922), EDER (1924), STINY (1938: 16), KÖNIG (1969), HAUER (2007, 2008a, b), RUDOLF-MIKLAU & MOSER (2009: 44–45) sowie UHLIR & SCHRAMM (2011).

Der bisher größte Felssturz vom Mönchsberg ereignete sich am 16. Juli 1669, etwa 2 Uhr nachts. Die Felsmassen (ca. 110.000 m³) begruben das Kloster (Alumnat), die ehemalige St. Markuskirche, die Bergl-Kapelle und 13 Häuser mitsamt etwa 220 Menschen. Ein Nachsturz (ca. 400 m³) erschlug 30 zur Rettung herbeigeeilte Menschen. Eine Marmortafel an der Außenmauer der Markuskirche (vor 1669 Ursulinenkirche) in der Gstätten-gasse erinnert an das Unglück vom 16. Juli 1669. Die Dokumentation zeitgenössischer Bilddokumente vor und nach dem Bergsturz von 1669 zeigt PFEIFER (2011) auf.

Dieser Felssturzkatastrophe waren bereits weniger folgenschwere Ereignisse vorange-gangen, und zwar:

1493: Steinschlag am 25. Oktober. Gstät-ten nächst Bürgerspital, ein Haus zerstört, vier Tote (PICHLER, 1865: 289).

1574: Die städtische Kammeramts-Rai-tung vermerkt: Ausgabe von vier Schillingen für einen Tagwerker, den man ober dem Klausentor die Mönchsbergwände zur Inspektion herabließ (HAUER, 2007).

1614: Schlosser Heyberger-Haus in der Gstötten.

1624, 1625: Keine Angaben über Perso-nen- und Sachschäden.

4. April 1666: Steinschlag Gstätten, ein Haus zerstört mit sechs Toten und zwei Schwerverletzten (PICHLER, 1865: 476). Damals hatte die Stadt Salzburg 10.113 Einwohner.

In der Folge ereigneten sich in den Jahren 1694, 1736, 1744, 1756 (Geburtsjahr Wolfgang Amadeus Mozarts) und 1765 kleinere Felsstürze und Steinschläge.

1886: Steinschlag am 22. April unmittelbar nördlich Klau-sentor (Kosten für die Skarpierung 1.569 fl. [= Florin, Gul-den]).

Auch vom zweiten großen Stadtberg, dem Kapuzinerberg (vormals Imberg genannt), lösten sich in historischer Zeit bis zur Gegenwart (z.B. 11. Juli 2013: Fürbergstraße, siehe oben) kleinere Massenbewegungen:

24. September 1675: oberhalb Faßlwirtshaus.

1778: Felssturz in der Linzergasse (aus diesem Anlass wurde geplant, die „Anliten“ zu fixieren).

7. Oktober 1889: Haus Linzergasse 60.

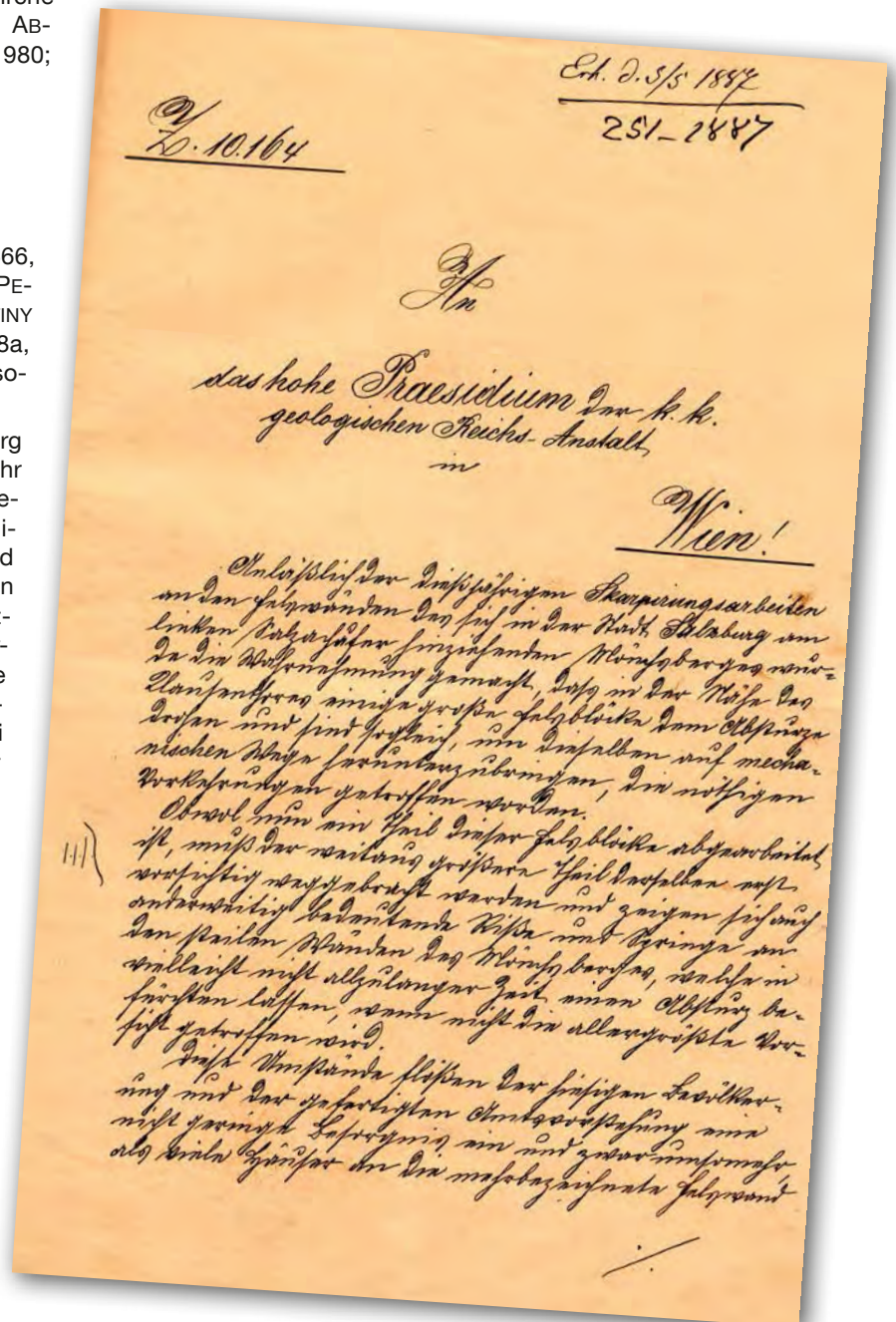


Abb. 4. Schreiben des Bürgermeisters der Stadt Salzburg an die k. k. Geologische Reichsanstalt vom 3. Mai 1887. Archiv der GBA, 1887, Zahl 251 (05.05.1887).

11. April 1890: Stein- und Erdbeben neben der Scharnberger'schen Seifensiederei.

13. Juni 1891: Haus Schallmoser, Hauptstraße 28b.

28. Mai 1893: Haus Linzergasse 60.

Weitere Steinablosungen sind von der Südseite des Kapuzinerberges sowie vom Bürglstein amtsbekannt (keine Personen- und Sachschäden).

Über die von der Nordseite des Kühberges 1924 und 1966 erfolgten Steinschläge und Felsstürze berichten HITSCH (1980), KIRCHNER (1980), ÜBLAGGER et al. (1980) und VOGELTANZ (1990).

Geologische Studie von Dionýs Štúr des Jahres 1887

Wohl aus Anlass einer am 22. April 1886 nördlich des Klausentores niedergegangenen massiven Felsablosung (ca. 15 m³, analysiert nach einem zeitgenössischen Bild des Malers Eduard Gehbe (1845–1933), dargestellt in UHLIR & SCHRAMM, 2011: 32) und weiterer kleinerer Steinschläge richtete Leopold Scheibl (1817–1894), Bürgermeister der Stadt Salzburg (1885–1888), nachfolgendes Schreiben an die k. k. Geologische Reichsanstalt (Faksimile: Abb. 4).

Transkription:

„Erh. d. 5/5 1887
251–1887

Z. 10.164

An
das hohe Praesidium der k.k.
geologischen Reichs-Anstalt,
in

Wien!

Anlässlich der dießjährigen Skarpierungsarbeiten an den Felswänden des sich in der Stadt Salzburg am linken Salzufer hinziehenden Mönchsberges wurde die Wahrnehmung gemacht, daß in der Nähe des Klausentores einige große Felsblöcke dem Absturze drohen und sind sogleich, um dieselben auf mechanischen Wege herunterzubringen, die nöthigen Vorkehrungen getroffen worden.

Obwohl nun ein Theil dieser Felsblöcke abgearbeitet ist, muß der weitaus größere Theil derselben erst vorsichtig weggebracht werden und zeigen sich auch anderweitig bedeutende Risse und Sprünge an den steilen Wänden des Mönchsberges, welche in vielleicht nicht allzulanger Zeit einen Absturz befürchten lassen, wenn nicht die allergrößte Vorsicht getroffen wird.

Diese Umstände flößen der hiesigen Bevölkerung und der gefertigten Amtsvorsteherung eine nicht geringe Besorgnis ein und zwar umsomehr, als viele Häuser an die mehrbezeichnete Felswand angebaut sind und daher ein fürchterliches Unglück entstehen könnte.

Das hohe Praesidium wird es daher begreiflich finden, wenn im Gemeinderate der Wunsch ausgedrückt wurde, die ganze dießbezügliche Felsenpartie durch einen erfahrenen Fachmann beziehungsweise Geologen einer eingehenden Untersuchung unterziehen zu lassen, um sodann die erforderlichen Vorkehrungen einleiten zu können und Alles gethan zu haben, was nach menschlicher Beurtheilung möglich ist.

Die ergebenst gefertigte Stadtgemeindevorsteherung wendet sich sohin vertrauensvoll an das hohe k.k. Praesidium der geologischen Reichsanstalt mit der dringenden Bitte, sobald als möglich einen dießbezüglichen Fachmann hieher auf Kosten der Stadtgemeinde entsenden zu wollen, welcher sodann mit dem Leiter des städt. Bauamtes Herrn Oberingenieur Dauscher das Erforderliche besprechen würde.

Indem die gefertigte Stadtgemeindevorsteherung glaubt mit Rücksicht auf diesen das allgemeine Interesse so sehr berührenden Sachverhalt keine Fehlbildung genannt zu haben, erlaubt man sich in vorhinein für das freundliche Entgegenkommen des verbindlichsten Dank auszudrücken.

Stadtgemeindevorsteherung Salzburg

am 3. Mai 1887

Der Bürgermeister

(eh. Unterschrift Leopold Scheibl)“

Dionýs Štúr erkannte, dass Gefahr im Verzug sei, führte eine umgehende Befundaufnahme durch und erstattete sein Gutachten, datiert mit 22. Mai 1887 (Faksimile: Abb. 5).

Transkription:

„An die verehrliche Stadtgemeindevorsteherung Salzburg.

Im Sinne der geehrten Zuschrift vom 3. Mai 1887 Z. 10.164 übergibt die ergebenst gefertigte Direction das erwünschte geologische Gutachten über die Gefahr der Felsabstürze am Mönchsberge bei Salzburg, zur freundlichen Annahme.

Wien d. 22/5 1887

DStur.

Die Gefahr der Felsabstürze am Mönchsberge im Salzburg.

Die mit Felsturz – Gefahr drohende Strecke der Steilwand des Mönchsberges ist zwischen dem Klausner – Thore in Süd und dem Mödelhammer Keller im Nord situirt und circa 30–40 Meter lang. Diese Steilwand erhebt sich unmittelbar über der durch das Klausnerthor ziehenden Strasse die die Stadt Salzburg mit den Müllner Häusern verbindet etwa 60 Meter hoch. An dieser Strassenstrecke sind keine Häuser vorhanden und befindet sich da, gerade unterhalb der gefährlichsten Stelle der Steilwand, nur eine in die Wand ausgehöhlte unbedeutende 3–4 Meter im Quadrat große sogenannte Auskocher-Räumlichkeit. Trotzdem hemmt aber die Absperrung dieser Straße den Verkehr zwischen Stadt und Müllerhäuser und sind dabei einige Geschäfte, namentlich der Mödelhammer Keller, zu welchem der Zutritt nur auf Umwegen ermöglicht ist, sehr benachtheiligt, und eine Wiedereröffnung des Strassenverkehrs wünschenswerth.

Aufmerksam wurde man auf die Absturzgefahr durch einen Fall, der allerdings kein Menschenleben gekostet hat, der Aber eine Anzahl von Menschen thatsächlich in Lebensgefahr gebracht hat.

Das Aufsichts-Personale der sogenannten Scalpir-Arbeit hatte vor einer Zeit bemerkt, dass gerade über dem Dache der Mödelhammer-Keller-Vorhauser eine Partie des Felsens abzustürzen drohte. Es wurde die betreffende Stelle untersucht, vom Ober-Ingenieur der Stadt, Herrn Dauscher persönlich die Anordnungen getroffen und kaum eine halbe Stunde nach dem diess [sic!] geschehen war, stürzte der Felsblock auf das Haus, zertrümmerte dasselbe vollends und brachte wie erwähnt mehrere Menschen in die Gefahr unter den Trümmern begraben zu werden.

Gerade über der Auskocher-Räumlichkeit, zeigte nun eine sorgfältige Untersuchung, dass dortselbst zwei weitere etwa 10 m hohe ebenso breite und 3–7 m. dicke, also flache scheibenförmige Felstheile die knapp neben einander circa in 40 m Höhe der Wand, klebend durch Risse, die erst seit einem Jahre circa die Aufmerksamkeit der Scalpirer erweckt hatten, von der Steilwand soweit losgetrennt erscheinen, dass deren Absturz jeden Moment zu erwarten ist.

Die Risse die die erwähnten beiden Felsen von der Steilwand trennen, sind einerseits sehr klar markirt sodass man sie, sowohl von der Strasse, als auch vom Dache des Klausnerthores, nicht minder von der Bastion, die auf der Höhe des Klausnerthor Felsens gebaut ist, ganz klar beobachten kann. Diese Risse namentlich von der Klausnerthorseite also vom Süden her gesehen sind 2-3 cm breit und sind nahezu parallel mit der Fläche der Wand, sehr flach in die Wand sich so vertiefend, dass mittelst

Die Gefahr der Felsabstürze am Mönchsberge bei Salzburg.

Die mit Felssturz-Gefahr drohende Strecke der Steilwand des Mönchsberges erst zwischen dem Klausner-Thore in Süd und dem Mädelhammer Keller in Nord verläuft und circa 30-40 Meter lang. Diese Steilwand erhebt sich unmittelbar über der durch durch das Klausnerthor ziehenden Straße die die Stadt Salzburg mit den Mädelhäusern verbindet. Circa 60 Meter hoch.
Auf dieser Steilwand an dieser Straßenseite sind keine Häuser vorhanden und befindet sich in großer unterhalb der gefährlichsten Stelle der Steilwand, nur circa in die Hand ausgestreckte unbedeutende 3-4 Meter im Quadrat große sogenannte Aushöcker-Räumlichkeit. Von diesen kommt aber die Überbrückung dieser Straße der Verkehr zwischen Stadt und Mädelhäusern und sind dabei einige Geschäfte, namentlich der Mädelhammer Keller, zu welchen der Verkehr nur auf dem Wege ermöglicht, sehr beengt ist, und eine Verengung der Straßenverhältnisse wünschenswerth.

Aufmerksam wurde man auf die Absturzgefahr durch einen Fall, der allerdings kein Menschenleben gekostet hat, der aber eine Anzahl von Menschen schädlich in Lebensgefahr gebracht hat.

Das Aufsichtspersonale der sogenannten Salzburger-Regierung hatte vor einiger Zeit bemerkt, dass gerade über dem Danke des Mädelhammer-Keller-Vorhauses eine Partie des Felsens abzustürzen drohte. Es wurde die betreffende Stelle untersucht, vom Ober-Ingenieur der Stadt, Herrn Dauschen persönlich die Anordnungen getroffen, und durch dessen Mann kaum eine halbe Stunde nachdem dies geschehen war, stürzte der Felsblock auf das Haus, worin man dasselbe vollendet und brachte wie erwartet mehrere Menschen in die Gefahr unter den Trümmern begraben zu werden.

Abb. 5.
Gutachten über den Steinschlag nördlich des Klausentores vom 22. April 1886, erstellt von Dionýs Štúr. Archiv der GBA, 1887, Zahl 251 (22.05.1887).

derselben flachlinsenförmige Felsstücke von der Steilwand losgetrennt erscheinen. Auf der entgegengesetzten Seite, also vom Mädelhammer Keller sind die Felsstücke von der Wand nicht so klar abgetrennt, wenn es auch dort an kleineren Klüften nicht fehlt, die man als die noch nicht ganz ausgesprochene Fortsetzung der auf der Südseite klar ausgebildeten Klüfte betrachten könnte.

Hieraus schließt man dass die mit Absturz drohenden beiden Felsstücke nur circa zur Hälfte von der Steilwand abgetrennt sein dürften, dass dieselben aber mit ihrer anderen Hälfte noch an der Felswand haften. Letzteres erscheint auch dadurch thatsächlich begründet, dass eben die Felsstücke noch nicht herabgestürzt sind.

Das „Abklopfen“ hat diese Ansicht in sofern bestätigt, als diese Felsstücke an ihren blossliegenden flacheren, zum Klausnerthor gekehrten Rändern sehr hohl klingen, also als wie (?) abgetrennt sich bekunden, während mehr gegen ihre Mitte zu und entfernter von den Klüften, die Hammer schläge einen festen Klang entlocken.

Diese Thatsachen sprechen aber ganz klar dafür, dass, durch zufällige Erschütterungen, vielleicht auch durch ungleiche Abkühlung, wobei die Felswand selbst relativ kälter oder wärmer bleibt, dagegen die losen Felsstücke durch die Sonne erwärmt oder durch Witterungswechsel abgekühlt sich ungleichförmig ausdehnen oder zusammenziehen können, die Klüfte ganz unerwartet weiter ausgebildet, und in Folge davon, die Felsstücke von der Steilwand losgelöst werden können, also eine Katastrophe unerwartet eintreten kann.

Es liegt also zweifellos die Pflicht ob, diese mit einer eminenten Gefahr drohenden Felsstücke von der Steilwand herab zu bringen.

Soweit ich unterrichtet bin, wurden Spreng-Techniker befragt: ob an dieser Stelle eine Massensprengung angerathen erscheine? und diese ergaben eine Antwort, die von einer solchen Massensprengung abrieth.

Thatsächlich kann hier auch von einer Massensprengung eigentlich nicht die Rede sein, da die Aufgabe vorliegt: die Steilwand selbst von grossen Erschütterungen zu bewahren, der selben keine weiteren Schäden beizubringen; vielmehr handelt es sich darum die losen Felsstücke zu entfernen. Wünschenswerth ist ferner wenn möglich diese Entfernung, so schnell als es bei Verhütung jeder weiteren Gefahr, irgend möglich erscheint

zu bewerkstelligen, um der ferneren Schädigung der Beteiligten möglichst zu begegnen.

Um nun eine möglichst klare Einsicht in der Beschaffenheit des Mönchsberges, respective über den Zustand des Conglomeratfelsens, aus welchem dieser Berg besteht zu erhalten wurden folgende Untersuchungen und Besichtigungen durchgeführt.

Erstens wurde der Neuthor-Tunnel, der die Conglomerat-Masse des Mönchsberges in ihren schmälsten Theile verquert, besichtigt.

Die Conglomeratmasse ist sehr wohl geschichtet und fallen die dicken Schichten circa unter 15 Graden in West. Der Tunnel selbst entblöst diese Schichten ganz ausserordentlich vollkommen. Man sieht dass die Masse des Conglomerates stellenweise sehr fest ist und zwar so fest, dass die eingekitteten Gerölle nicht auslösbar erscheinen, sondern die Gerölle samt Bindemittel, als eine homogene Masse brechen. Allerdings sind einzelne namentlich dolomische Gerölle weich, zu Staub zerreiblich und lückig geworden, welcher Eigenschaft das Conglomerat seine poröse Beschaffenheit verdankt; trotzdem ist dasselbe fest und behalten die Wände an solchen Stellen, abgesehen von Lückigkeit die ihnen vor vielen Jahren gegebene Gestalt ganz unverändert. Es giebt aber in den einzel-

nen Schichten auch solche Stellen, die im Verlaufe von Jahren locker geworden sind, so dass das Conglomerat in einzelne lose Gerölle und Sandkörner aufgelöst erscheint. Diese Stellen müssen alle Jahre vom dem losen Gerölle gesäubert werden und daher datiren die an der Schlusslinie (?) des Tunnelgewölbes sichtbaren grossen Lucken.

Es ist sehr erfreulich zu sehen dass an den Wänden des Neuthor-Tunnels die Conglomeratmasse und zwar in dem grössten Theile desselben keine Spur von Klüften und Sprüngen zeigt, so dass man sagen kann, dass der Kern der Conglomeratmasse nicht nur als fest sondern als auch unzerklüftet innerhalb des Neuthor Tunnels erscheint.

Allerdings fehlen der Conglomeratmasse auch im Durchschnitte des Tunnels, die Klüfte nicht ganz. Man bemerkt nämlich knapp vor der rückwertlichen Ausmündung des Tunnels, also auf der Westseite des Mönchberges, innerhalb der letzten 10 Meter der Tunnellänge und knapp vor dem Portale, 3 fast parallel neben einander situierte Klüfte, die circa eine NWN SOS Richtung einhalten und vom Pflaster der Strasse an bis an den Schluss des Gewölbes an beiden Tunnelwänden sichtbar sind. Eine von diesen Klüften ist fast 2 cm weit klaffend und aus dieser rieselt zur Regenzeit Wasser hervor, dass im Winter zu mächtigen Eiszapfen erfriert, die oft entfernt werden müssen.

Die Begehung des Neuthor-Tunnels zeigt somit dass die Conglomeratmasse des Mönchberges im Innern unzerklüftet sei; dass aber im Westgehänge des Berges dessen Gesteinsmasse zerklüftet erscheint und zwar dass hier speciell von der Conglomeratmasse drei, senkrecht gestellte, ungleich dicke Platten von circa 1–3 Meter Dicke abgetrennt erscheinen. Es ist selbstverständlich, dass, bei zufällig gegebener Gelegenheit namentlich: wenn dass in die Klüfte eindringende Wasser erfriert, wenn die in die erweiterten Klüfte hineinfallenden Gesteinsbruchstücke die Wirkung des frierenden Wassers unterstützen, eine Erweiterung der Klüfte möglich ist. Wird nun überdiess der Fuss der sich vom Berge nach und nach abtrennenden Platten beschädigt, so ist die Möglichkeit einzusehen, dass die Platten endlich zur Neigung, zum Falle und Absturze gebracht werden können.

Obwohl nun auf der Stadtseite die Nordöstliche Mündung des Neuthor-tunnels ganz unzerklüftet erscheint, so ist doch auf der Scalpirten Wand des Mönchberges, unweit vom Tunnel, in einer Ecke näher zu dem Weikelschen Spital-Keller abermals eine senkrecht stehende Kluft bemerkt worden, die auch hier eine ähnliche senkrechte Platte des Conglomerats von der Gesteinsmasse des Berges abtrennt [sic!].

Merkwürdigerweise ist jedoch von dieser Kluft auf den Wänden und dem Plafond des grossen Weikelschen Spital Keller keine Spur mehr zu sehen.

Hieraus folgt der Schluss dass die senkrechten Klüfte der Conglomeratmasse nicht längs den ganzen Gehängen des Mönchberges continuirlich fortsetzen, sondern nur streckenweise vorhanden seien, dass resp. streckenweise die Conglomeratmasse ganz unzerklüftet ist. Speciell könnte man für die Strecke der Mönchberg-Steilwand vom Neuthor an in Nord bis zum Klausenthor die Meinung aufstellen dass in diesen langen Verlaufe die Steilwand vollkommen unzerklüftet also fest und gesund ist, um so mehr als die weitere Untersuchung der vorhandenen Keller in der Gstättergasse, keine solche Klüfte beobachten lässt.

Im Hause No 29 ist der zweite Weikelsche Weinkeller situiert. Derselbe ist 19 m tief in die Conglomeratmasse hineingehauen, ein echter Felsenkeller. Die Spannweite des Plafonds dieses Kellers beträgt 18 m und wird in der Mittlinie des Kellers und seiner Länge nach dieser Plafond von einer Reihe von 4 ebenfalls aus der Conglomeratmasse herausgemeisselten Säulen getragen. Weder an den Wänden noch an den Säulen ist auch nur eine Spur von einer Kluft sichtbar.

In der nächsten Nähe des Klausenthores ist der Trauner Keller in die Conglomeratmasse 10 M. tief hineingebaut, ohne jeder Spur von Zerklüftung oder Ablösung des Gesteins.

Wer noch überdiess die zum Bürgerspital gehörigen in die Conglomeratmasse tief hinein gehauenen hohen durch dünne kühne Säulen gestütz-

ten Raumllichkeiten die an die Kirche unmittelbar anschliessen, besichtigt hat, der wird wohl zugeben dass die hier vorliegende Conglomeratmasse der Mönchsberg-Steilwand ungemein fest, ganz unzerklüftet sein müsse, sonst würde sich die Kunde auch von nur partiellen Ablösungen des Gesteins, hier erhalten haben. Was auf dieser Strecke herabfällt, dass sind lose Gerölle die von den da nistenden Tauben herabgeworfen werden.

Es ist ferner ganz besonders hervorzuheben dass hier, gerade am Bürgerspital ein Kanal ausmündet der in Form eines engen Stollens oder Tunnels die Wässer des Almcanals der dortigen Mühle zuführt. Da sich hier der Fall nie erreignet [sic!] hat, dass der Tunnel durch einstürzende Conglomeratmassen verstopft worden wäre, folgt daraus, dass auf der vom Canal durchquerten Strecke das Conglomerat des Mönchberges ebenso vollkommen gesund und fest sein müsse, wie im Neuthor-Tunnel.

Ich gelange mit der Untersuchung der Steilwand des Mönchberges zum Klausner Thore.

Der Felsen an welchem das Klausnerthor angebaut, fast angelehnt ist, erscheint schon in den ältesten Zeichnungen und Plänen der Stadt Salzburg dargestellt und steht dieser Felsen daher mindestens seit dem XV Jahrhundert unverändert da.

Von der Stadt her zum Thore fortschreitend bemerkt man in dem Winkel den der vorspringende Klausner Thorfelsen mit der Steilwand einschliesst, drei senkrechte Klüfte nebeneinander Aufstreben. Auf der Aussenseite des Thores bildet der da ebenfalls vorspringende Fels einen ebensolchen Winkel mit der Steilwand, doch dieser Winkel ist von Gesträuch und Vegetation so dicht bewachsen, dass hier eine Beobachtung der Klüfte nicht möglich ist.

Trotz seinen Klüften, die ihn von der Steilwand des Mönchberges los-trennen, steht dieser Felsen durch 4 Jahrhunderte unbeweglich. Derselbe ist sehr gut fundirt, von dem an ihm lähnenden menschlichen Bollwerk überdiess unterstützt und wir sehen ihn trotz Prasseln der an ihm vorbeigeführten Kanonen und Lasten unerschütterlich ein Wahrzeichen von Unbeweglichkeit und Festigkeit.

Unmittelbar an ihn gränzt die mit Absturz drohende Felspartie der Steilwand.

Es wäre von Wichtigkeit gewesen, wenn der Eiskeller des Mödelhammer Kellers, der vor kurzem mit Eis gefüllt wurde hätte näher besichtigt werden können. Ich musste mich also damit begnügen den nicht gefüllten sorgfältig zu besichtigen. In den Keller führt ein 3 Meter langer circa 7 Meter hoher Eingang, der 21 m tief im Conglomeratfels eingehauen ist.

Von da an zieht der Eiskellerraum 7 Meter breit und ebenso hoch durch circa 30 Meter nach Süd, also in der Richtung zum Klausnerthor, und etwa parallel mit der Strasse fort.

Durch diesen Hohraum erscheint also die Steilwand am Mödelhammer Keller unterminirt und es liegt nahe der Gedanke: das durch diesen Keller die Absturzgefahr der Felspartien über den Auskocher-Räumlichkeit veranlasst wurde, oder mindestens erschwert erscheint.

Allein die Besichtigung des Planes zeigt, dass der besprochene Keller-raum nicht bis an die gefährdete Stelle der Steilwand reicht. Wenn also der Keller der Festigkeit der Steilwand Gefahr bringen sollte, so sollte gerade über dem Keller die Absturzgefahr sich bemerklich machen, was nicht der Fall ist.

Nach Bericht der Inhaber des Kellers ist in diesem nie ein Abstürzen der Wände bemerklich geworden; auch würde man diesen Raum gewiss nicht benützen können, wenn Regenwasser Einsickerungen in denselben Platz gegriffen hätten, da diese ja das Eis selbst angegriffen hätten.

Nach diesen vorliegenden Thatsachen muss man zugeben dass dieser Keller eine mindestens ebensolche Festigkeit besitze, und zur Schwächung der Steilwand ebenso wenig beitragen könne, wie die früher eröreteten Kellerräume in der Gstättergasse.

Beachtenswerth ist übrigens das Vorhandensein einer Kluft in diesem Keller. Dieselbe steht ganz senkrecht, ist an den beiden Wänden und am

Plafond kontinuierlich offen, etwa 1 cm weit, und befindet sich 9,5 m tief vom Eingange des Kellers in den Gänge welcher in den eigentlichen Eiskellerraum führt. Diese Kluft scheidet somit von der Conglomerat Steilwand eines senkrechte, 9,5 m dicke Platte ab, sieht ganz so aus, wie die schwächeren Klüfte im Neuthor-Tunnel, und ist überdies vollkommen trocken führt also auch nicht zeitweilig Regenwasser.

Das diese Kluft nur eine lokale Erscheinung darstellt folgt daraus, dass in dem Stiebelbräukeller weiter hinaus in der Müllnerhauptstrasse keine Spur von dieser Kluft zu bemerken ist. Dieser Keller ist 40 M. lang und 9 m breit, doch ist nur sein innerster Theil von circa 10 m Länge in die Conglomeratmasse eingehauen. Dieser Keller ist vollkommen leer, seine Wände wurden besichtigt, und ohne jeder Spur von einer Kluft befunden. Es ist bemerkenswerth dass an der Gränze zwischen den vorderen aus Ziegel gebauten und den hinteren in Fels gehauenen Theil dieses Kellers zur Regenzeit Wasser einrieselt. Da nun dabei der rückwärtige Theil des Kellers, der als Eiskeller benutzt wurde, und der im Conglomerate eingehauen ist, vollkommen trocken blieb, spricht diese Thatsache dafür, dass das Conglomerat des Mönchsberges wasserundurchlässig ist, welche Eigenschaft denselben um so fester und unverwüstbarer erscheinen lässt.

Vom Stiegelbräu Keller in Nord bis zur Augustiner Kirche, folgt jenes, jetzt niedrige Terrain des Mönchsberges, welches im Jahr 1669, von einem grossen Felssturze heimgesucht wurde, welcher grosse Opfer an Menschenleben gefordert hatte. Wie ich aus einer aus dem XV Jahrhundert stammenden Zeichnung die mir im Salzburgermuseum vom Herrn Dir. Dr. Peter gezeigt wurde zu entnehmen glaube war dieser Theil des Mönchsberges vordem weit höher als gegenwärtig, und es mögen vielleicht von der Gesteinsmasse des Berges durch Klüfte ebenso getrennte Steinplatten, wie jene sind die man am äusseren Neuthor beobachtet, und die unter dem Bürgerwehr-Söllner sehr stark zerklüftet sind gewesen sein, die jenem sagenhaften Felssturze unterlagen.

Wenn daher je wieder am Mönchberge ein so grossartiger Felssturz wie der vom Jahre 1669 sein mochte, zu erwarten wäre, so würde ich einen solchen am Bürgerwehr Söllner erwarten.

Wer die zerklüftete Wand am Bürgerwehr-Söllner mit der Steilwand am Klausnerthore vergleicht, der wird unmittelbar einsehen, dass am Klausnerthore von der grossartigen gefahrdrohenden Zerklüftung keine Spur vorhanden sei. Die wirklich vorliegenden Klüfte am Klausnerthore sind im Vergleiche mit jenen des Bürgerwehr Söllners unbedeutend. Die zwei Felsenplatten die am Klausner Thore bemerklich sind und mit Absturz drohen, erscheinen dem unbefangenen Beobachter wie Risse in dem Anwurfe eines hohen Hauses, die nur herabgekratzt sein wollen um unschädlich zu werden; während dagegen die Steilwand am Bürgerwehrsöllner, tatsächlich mit einer schon theilweise eingefallenen zerklüfteten Hausmauer vergleichbar wird.

Will man sich nun am Bürgerwehrsöllner einen grossartigen Zukunfts-Felsensturz vorstellen, so wird an dieser Steilwand eine Erniedrigung der Höhe des dortigen Terrains sich vollziehen die nicht unähnlich werden dürfte wie die am Stiegelbraukeller heute ist. Zu einem derartigen Felsensturze am Klausnerthore fehlen vorläufig noch alle die nöthigen Bedingungen vor allem die tief eingreifende Zerklüftung der Wand.

Nüchtern betrachtet, und mit anderen Stellen der Steilwand verglichen, kann man in den Erscheinungen am Klausnerthore kaum anders als nur unbedeutende Gefahr erblicken, eine Gefahr, die allerdings bei nicht Beachtung der sichtbaren Zeichen, im Falle des Absturzes immer hin ein grosses Unglück anrichten könnte, die aber mit jenem Felssturze im Jahre 1669, nicht im Vergleich kommen kann.

Meiner Ansicht nach wurde vorläufig der mit Absturz drohende Theil der Steilwand am Klausnerthore mit der entsprechenden Vorsicht behandelt. Es ist gewiss nicht anzurathen an dieser Stelle grosse Massensprengungen vorzunehmen, denn grosse Massen von Gestein sind da nicht wegzusprengen, auch aus gebotener Vorsicht jede unnütze zu grosse Erschütterung zu vermeiden.

Meiner Ansicht nach ist es aber auch nicht nöthig mit Vermeidung jedes energischeren Angriffs, so fortzuschreiten wie bisher; sondern halte dafür dass bei Anwendung kleiner Schiesspulver-Patronen, mit welchen grössere Stücke des festen Gesteins als bisher durch Schlägel und Meissel abgesprengt werden können, ferner dass bei Anwendung kleiner in die Klüfte placirter Patronen, diese Klüfte entsprechend erweitert, der Zusammenhang der schon halblosen Felspartien, ohne jede Gefahr gelockert werden kann – man also, vorsichtig das Schiesspulver mit Schlägel paaren, schneller zum Ziele gelangen dürfte, die so sehr bedauerliche Absperrung der Strasse am Klausnerthore aufzuheben.

Der bisherigen Leitung dieser Arbeiten traue ich die auf dem goldenen Mittelwege vorzunehmende energischere Durchführung der Wegräumung der gefahr drohenden Felspartien am Klausnerthore vollkommen zu.

Es sei noch die Bemerkung gestattet dass es im Interesse [sic!] der Conservierung der Festigkeit der Steilwand liegen dürfte, diese Steilwand von der darauf wuchernden Vegetation zu befreien.

Nicht nur dass die Wurzeln der Pflanzen, wenn sie nach und nach dicker werden das Gestein lockern, förmlich auseinander treiben, also langsam sprengen, - überdies Öffnungen veranlassen in welche das Regenwasser leichter als sonst eindringen kann - ; es sammelt sich in dem Pflanzenrasen ein kraftvoller Humus an, der dem eindringenden Regenwasser Kohlensäure mittheilt und das so angesäuerte Wasser fähig macht Kalk aufzulösen, also das Bindemittel des Conglomerates zu zerstören respective das Conglomerat zu lösen oder mindestens weichem Schotter umzuwandeln nicht minder die einzelnen Gerölle noch luckiger zu machen als sie ohne hin schon sind.

Ein solches durch angesäuertes Regenwasser angegriffenes Conglomerat wird so weich, dass es in der Hand zerdrückt werden kann. Solche weichgewordene Stellen des Conglomerats sind nun nicht mehr im Stande sich selbst und die übrige darauf lastende Conglomeratmasse zu tragen – und diess mag die Hauptveranlassung zum Absturze einzelner Felspartien abgeben.

Dagegen ist es wünschenswert dass an der oberen Kante der Steilwand ein kräftiger Baumwuchs cultivirt werde, der durch die vorspringenden belaubten Aeste ein schützendes Dach bildet, welches das Auffallen des Regens auf die Steilwand verhüten, also das Feuchtwerden der Wand verhindern kann.

Wien d. 22./5 1887

D. Stur“

Deutung aus moderner naturwissenschaftlicher Sicht

Nach kritischer Überprüfung zeitgenössischer Darstellungen (teils über-, teils untertrieben) und Vergleich mit moderner geologischer Befundaufnahme sind folgende Rekonstruktionen möglich:

- Lage und Verlauf der Abrissnische (Abb. 6): ENE-Wand des Mönchsberges zwischen Klausentor und altem „Haus bey der Stiegen“ (altes Stieglbräu, heute Amtsgebäude der Salzburger Landesregierung: Anton-Neumayr-Platz 3). Die Abrissnische verläuft entlang reliefparalleler Kluftscharen (Entspannungsklüfte) und an der Basis an Schicht- und Bankungsflächen (Deltaschüttung).
- Art der Einflussfaktoren: Zusammenwirken von Trennflächen (Schicht- und Bankungsflächen, Oberflächenentspannung (wandparallele Entspannungsklüfte), spezielle Spannungen infolge des weichen Untergrundes (Grundmoränensedimente im Liegenden der Nagelfluh)

= „hart auf weich“, selektive Verwitterung (Erosion gering bis unverkitteter Lagen) mit unterschneidender Wirkung, künstliche Hohlräume (Keller im Fuß der Felswand) sowie Skarpierungsarbeiten (Übersteilung und Glättung der Mönchsbergwände um 1621 zu Verteidigungszwecken: Dreißigjähriger Krieg!). Über die oberflächennahen Spannungsklüfte berichten KIESLINGER (1959, 1960b), HORNINGER (1973, 1974) sowie AYADIN & VAVROVSKY (1985).

- c) Mögliche Auslösemechanismen: Niederschlagstätigkeit, Salzachhochwasser und sukzessive Unterschneidung des Mönchsbergfußes im Prallhangbereich Gstätten, eventuell auch durchgepauste Tektonik (bis rezent andauernde Relativbewegungen Nördliche Kalkalpen-Flysch) sowie seismische Aktivität. Auf den Kontext flussgeschichtlicher Entwicklung der Salzach im unmittelbaren Stadtgebiet und zerstörende Wirkung weist ROHR (2003) hin.
- d) Ablauf des Sturzes, Überlegungen zur Energie: extrem schnelle Massenbewegung (knapp unter 10^1 m/s). Der Ablauf dieses Felssturzes umfasste den Initialbruch, die Sturzphase und die Ablagerungsphase.

Beim Initialbruch vollzog sich die Trennung der Sturzmasse vom unverritzten Gesteinsverband. Das Trennflächengefüge kontrollierte den Bruchmechanismus (Wegkippen vom Gesteinsverband, Abgleiten). Im Falle der Sedimente des Mönchsberges dürfte aufgrund der horizontalen und vertikalen Strukturierung (Bankung und

wandparallele Spannungsklüfte) ein Wegkippen vom Gesteinsverband als vorherrschende Form des Initialbruches anzusehen sein. Ein Abgleiten als Initialbruch ist nur an jenen Störungsstellen, wo das Schichtpaket angekippt wurde, denkbar. Diese Art des Initialbruches bestimmte auch den weiteren Verlauf der Sturzphase.

Ein Abgleiten der Sturzmasse führte zu einer Sturzbahn, die sich relativ nah an der Felswand des Gesteinsverbandes bewegt. Das Kippen als Initialbruch dagegen führt zu einer Sturzbahn, die sich etwas weiter vom Felsmassiv wegbewegte. In der Sturzphase erfolgte durch Interaktion der einzelnen Gesteinsbrocken untereinander eine erste Fraktionierung des Materials.

In der Ablagerungsphase vollzog sich, verursacht durch den Aufprall am Wandfuß, die Fraktionierung des Materials zur letztlichen Zusammensetzung. Die Komponentengrößen des verlagerten Materials hingen von mehreren Faktoren ab, wie Sturzmasse, Sturzhöhe, Verfestigungsgrad und Bindemittelanteil des Konglomerats. Der eigentliche Ablagerungsprozess begann mit dem Aufschlag, wobei die vorhandene kinetische Energie durch die erwähnte Gesteinszerkleinerung, aber auch durch eine Deformation des Aufschlagplatzes vernichtet wurde. Die verbliebene Restenergie wurde infolge geringer Verlagerung des Gesteinsmaterials abgebaut. Die Reichweite dieses Materials war also von der Sturzhöhe und Sturzmasse abhängig, aber auch vom Material und dem Relief der Aufschlagstelle. Brocken

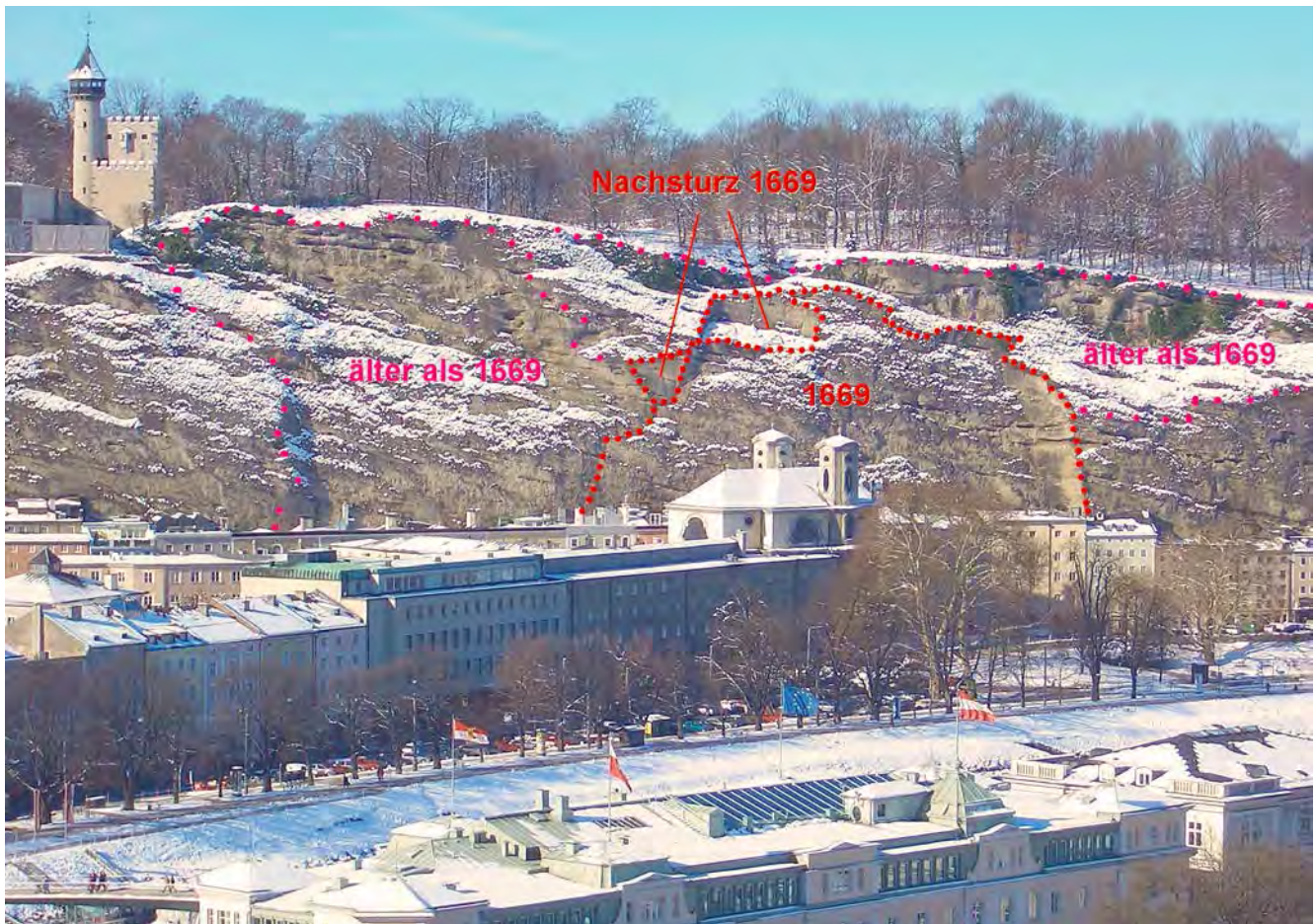


Abb. 6. Nordostseite des Mönchsberges mit Abrissnischen der Felsstürze 1669 und älter. Blick vom Kapuzinerkloster nach Westen. Foto: J.-M. Schramm.



Abb. 7. ESE-Wand des Mönchsberges zwischen Klausentor (rechts) und Markuskirche (links). Die historische Bebauung reicht unmittelbar an den Wandfuß, Keller unterschneiden diesen. Blick vom Turm der Christuskirche nach SW. Foto: J.-M. Schramm.

um 2.000 Zentner (1 Zentner = 100 kg) entsprechen 200 Tonnen, das ergibt bei einem Raumgewicht von 2,14 (KIESLINGER, 1964: 99) jeweils 90 bis 95 m³ (Würfel mit Kantenlängen um 4,5 m). Die Rohdichte des Mönchsbergkonglomerats beträgt 2,36 bis 2,40.

- e) Erfasste Fläche und Kubatur (vergleichbar mit den Felsstürzen von der Bischofsmütze im September und Oktober 1993, vgl. VOGELTANZ, 1993): Anhand der historischen Schadensberichte (Salzburger Landesarchiv, Hofbaumeisterei Mönchsberg („durch Abfall eingeschlagene Häuser in der Gstötten“)) und der gegenwärtigen Form der Mönchsbergwand – unter Berücksichtigung der Skarpierung – kann auf eine 120 m lange Abrissnische geschlossen werden (Abb. 5, 6 und 7). Die 45 m hohe und durchschnittlich 20 m mächtige Felspartie umfasste bei ihrer Ablösung etwa 110.000 m³ Kubatur. Das Sturzmaterial baute einen Schuttkegel mit etwa 33° bis maximal 42° Neigung auf, welcher ab dem Wandfuß horizontal etwa 70 m bis in den damaligen (unregulierten) Verlauf der Salzach hinein reichte (UHLIR & SCHRAMM, 2011).

Öffentliches Management geogener Risiken im urbanen Bereich

In der Stadt Salzburg gibt es seit dem 17. Jahrhundert den einmaligen Männerberuf des „Bergputzers“, welcher auf die schwere Felssturzkatastrophe vom 16. Juli 1669 zurückgeht. Nach den Wintermonaten werden bis heute

Männer an Seilen vom Mönchsberg, Kapuzinerberg und vom Festungsberg heruntergelassen, um die Felswände mit Hämmern abzuklopfen, Bewuchs zu entfernen und lockeres Gestein zu lösen. Die ersten Bergputzer hießen Hauser, Brandauer und Jager. Diese Namen blieben bis heute erhalten (HAUER, 2009). An der Außenmauer der Ursulinenkirche in der Gstättengasse erinnert eine Marmortafel an das Unglück vom 16. Juli 1669.

Mit 1. Jänner 1997 wurde die Salzburger Altstadt (Historic Centre of the City of Salzburg, Austria: N 47° 48' 02“, E 13° 02' 36“) als eine der wesentlichen Stätten Österreichs in die UNESCO-Liste des Weltkulturerbes aufgenommen (WORLD HERITAGE COMMITTEE, 1997).

Zur Abschätzung der Felssturzgefahr auf historisch bedeutsame Kulturgüter wurde mittels GPR (ground penetrating radar) von 1998 bis 2001 eine Pilotstudie an exponierten Stellen in der Salzburger Altstadt durchgeführt. Über das Projekt „The application of GPR to the estimation of rock fall hazard to cultural heritage“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (IGCP-425) berichten ROCH et al. (2006).

Dank

Unser Dank gilt Dr. Gerhard MALECKI (Wien) für seine Hilfestellung bei der Transkription der Originalhandschrift von Dionýs Štúr.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **25**, 1–230, 73 Abb., 3 Kt., 4 Tab., München.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, ABTEILUNG 6 (Hrsg.) (1980): Markuskirche Salzburg (Ursulinenkirche), Generalsanierung. – Baudok. Abt. VI, **6**, 47 S., Salzburg.
- AYADIN, N. & VAVROVSKY, G.M. (1985): Langzeitbeobachtungen an Felsböschungen. – Felsbau, **3**, 147–152, **16** Abb., Wien.
- CRAMMER, H. (1903): Das Alter, die Entstehung und Zerstörung der Salzburger Nagelfluh. – Neues Jb. Min., Geol. & Paläont., Beilageband **16**, 325–334, Stuttgart.
- DEL-NEGRO, W. (1979): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. – 41 S., 4 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1983): Geologie des Landes Salzburg. – Schriftenr. Landespressebüro, Sonderpubl., **45**, 152 S., 27 Abb., Salzburg.
- EDER, J. (1924): Salzburgs wichtigste Daten und Wappen. Mit 2 Vierfarbentafeln. – 14 S., Salzburg (Höllrigl).
- FASCHING, G.L. (2011): Schutzbauten im Bereich der Stadtberge. – In: UHLIR, C.F. (Hrsg.): Salzburger Stadtberge (Mönchsberg, Kapuzinerberg, Festungsberg, Nonnberg, Rainberg). – 176–183, 4 Abb., Borsdorf (Edition Winterwork).
- FERSTL, B. (1980): Bautechnische und statische Sanierung. – In: AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, ABTEILUNG 6 (Hrsg.): Markuskirche Salzburg (Ursulinenkirche), Generalsanierung. – Baudok. Abt. VI, **6**, 22–41, 19 Abb., Salzburg.
- FUGGER, E. (1901): Zur Geologie des Rainberges. – Mitt. Ges. Salz. Landeskd., **41**, 71–76, Salzburg.
- FUGGER, E. (1904): Zur Geologie des Rainberges. – Mitt. Ges. Salz. Landeskd., **44**, 386, Salzburg.
- FUSCHELBERGER, S. (1975): Die Mönchsberggaragen in Salzburg. – Mayreder Zeitschrift, **20/11**, 52–58, 7 Abb., Linz.
- GRÜNWALD, E., MÜLLER, L. & RABCEWICZ, L. V. (1962): Mönchsbergtunnelplanung in Salzburg. – 32 S., Salzburg (Selbstverlag).
- GÜRTLER, H.-D. (1996): Zum geologischen Alter des Rainberges. Eine wissenschaftsgeschichtliche Betrachtung. – Jahresber. Akad. Gymn. Salzburg **1995/96**, 15–20, 2 Abb., Salzburg.
- HACQUET, B. (1785): Physikalisch=politische Reise aus den Dinarschen durch die Julischen, Carnischen, Rhätischen in die Norischen Alpen im Jahre 1781 und 1783 unternommen. – 220 S., mit Kupfern, Leipzig (Adam Friedrich Böhme).
- HAUER, K. (2007): „... plötzlich viel Häuser zerschmettert, zerknirschet und tieff in die Erde geschlagen.“ Zur Wahrnehmung, Deutung und Bewältigung von Bergstürzen in der Stadt Salzburg vom Spätmittelalter bis zum großen Mönchsbergsturz vom 16. Juli 1669. – 212 S., 41 Abb., 3 Tab., unveröff. Diplomarbeit, Univ. Salzburg.
- HAUER, K. (2008a): Der große Bergsturz des Mönchsbergs in der Stadt Salzburg von 1669: Wahrnehmung, Deutung und Bewältigung. – In: ROHR, CH. (Red.): Naturkatastrophen in der Geschichte: Wahrnehmung, Deutung und Bewältigung von extremen Naturereignissen in Risikokulturen, 21–31, 7 Abb., Verein Geschichte u. Sozialkunde (VGS), Wien.
- HAUER, K. (2008b): Über die Wahrnehmung, Deutung und Bewältigung des großen Mönchsbergsturzes. – Ber. Geol. B.-A., **72**, 39, Wien.
- HAUER, K. (2009): Die Geschichte der Salzburger Bergputzer. – Jb. Geol. B.-A., **149**, 331–336, 1 Abb., Wien.
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger „Friedhofterrasse“ – eine Schliernterrasse? – Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol., **8**, 237–251, 3 Abb., Innsbruck.
- HITSCH, E. (1980): 3. Hydrologischer Befund. – In: LANDESHAUPTSTADT SALZBURG (Hrsg.): Umweltschutzprogramm Kuehberg Nordhang. Hydrologische und geologische Negativauslese. – Umweltschutzprogramm Magistrat Salzburg, **2**, 88–112, 3 Tab., 3 Beil., Salzburg.
- HORNINGER, G. (1973): Gutachten über die wandparallelen Steilklüfte ober dem Ausgang des Neutores in Salzburg. – Unveröff. Gutachten im Auftrag der Baudirektion Salzburg, 16 S., Wien.
- HORNINGER, G. (1974): Tiefliegende, oberflächenparallele Klüfte. – Proc. 3rd Int. Congr. Rock Mechanics, **II/A**, 613–618, 2 Abb., Denver.
- HORNINGER, G. (1975a): Baugeologische Ergebnisse bei Erkundungsarbeiten im Mönchsberg, Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 75–129, 9 Abb., 2 Taf., Wien.
- HORNINGER, G. (1975b): Zur Baugeologie der Kavernengaragen Mönchsberg-Nord, Salzburg: Schrittweise gereifte Erkenntnisse von den Ausbruchsarbeiten. – In: ÖSTERREICHISCHE GESELLSCHAFT FÜR GEOMECHANIK (Hrsg.): XXIV. Kolloquium 2. und 3. Oktober in Salzburg: Kurzfassungen der Vorträge, Teilnehmerverzeichnis, 9–10, Salzburg.
- HORNINGER, G. (1976): Geologische Erfahrungen vom Bau der Kavernengaragen Mönchsberg-Nord, Salzburg. – Rock Mechanics, Suppl., **5/6**, 3–28, 9 Abb., Wien.
- HORNINGER, G. (1986): Der Verbandsammlerstollen VS 3.1 durch den Mönchsberg, Salzburg. – Mitt. Ges. Geol- u. Bergbaustud. Österr., **33**, 105–116, 3 Abb., Wien.
- HÜBNER, L. (1792): Beschreibung der hochfürstlich-erzbischöflichen Haupt- und Residenzstadt Salzburg und deren Gegenden verbunden mit ihrer ältesten Geschichte. Band I: Topographie. – 606 S., 2 Kupfertaf., Salzburg (im Verlage des Verfassers).
- VAN HUSEN, D. (1990): Quartär. – In: PLÖCHINGER, B. mit Beitr. v. BRANDECKER, H., LEDITZKY, H.P., MAURIN, V., TICHY, G. & VAN HUSEN, D.: Geologische Karte der Republik Österreich 1.50.000 – Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 29–36, Geol. B.-A., Wien.
- VAN HUSEN, D. (1995): Alpine Traverse: 1st Day: Tongue basin of Salzach glacier; Stops 1–3. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe, **2**, 658–659, 1 Abb., München (Verlag Dr. Pfeil).
- JÄGER, V. & PORNDORFER, R. (1928): Der Mönchsberg: Eine Wanderung über den sogenannten Pensionistengletscher in Salzburg. – 2. Aufl., 79 S., Salzburg (Höllrigl).
- KIESLINGER, A. (1959): Restspannung und Entspannung im Gestein. – Geol. u. Bauw., **24**, 95–112, 21 Abb., Wien.
- KIESLINGER, A. (1960a): Geologische Vorarbeiten [zum Salzburger Festspielhaus]. – In: GRUNDNER, L. (Red.): Das Neue Salzburger Festspielhaus: zur Eröffnung am 26. Juli 1960. – 103–104, Salzburg (Residenzverlag).
- KIESLINGER, A. (1960b): Residual Stress and Relaxation in Rocks. – Report of the 21th Int. Geol. Congress, Rept. Pt. **XVIII**, 270–276, 5 Figs., Copenhagen.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – XII + 436 S., 127 Abb., 5 Farbtaf., 2 Pläne, Salzburg–Stuttgart (Das Bergland Buch).
- KIESLINGER, A. (1972): Felsgeologische Probleme beim Neuen Festspielhaus in Salzburg. – Schweiz. Bauztg., **90/34**, 814–818, 10 Abb., Zürich.

- KIRCHNER, E.CH. (1980): 2. Geologischer Befund. – In: LANDESHAUPTSTADT SALZBURG (Hrsg.): Umweltschutzprogramm Kuehberg Nordhang. Hydrologische und geologische Negativauslese. – Umweltschutzprogramm Magistrat Salzburg, **2**, 24–87, 24 Abb. (2–25), 7 Falttaf., 3 Beil., Salzburg.
- KÖHLER, H. (1975a): Salzburg baut Parkgaragen im Mönchsberg: Einsatz von Teilschnittmaschinen. – *Erzmetall*, **28**, 309–378, 8 Abb., Stuttgart.
- KÖHLER, H. (1975b): Die Mönchsberg-Parkgaragen Nord und Mitte. – *PORR-Nachr.*, **64**, 8–18, 13 Abb., 4 Tab., Wien.
- KÖHLER, H. (1975c): Die Vortriebsarbeiten mit Teilschnittmaschinen im Mönchsbergkonglomerat für die Kavernen der Mönchsberg-Parkgaragen in Salzburg. – *Rock Mechanics*, Suppl. **4**, 85–97, 9 Abb., Wien.
- KÖNIG, A. (1969): Jubiläum des Grauens ... (Zum Gedenken an den großen Bergsturz vom Mönchsberg vor 300 Jahren) 16. Juli 1669–16. Juli 1969. – *Amtsbl. d. Landeshauptstadt Salzburg*, **20/14**, 2–5, 6 Abb., Salzburg.
- MARTIN, F. (1922): Eine Zeitung über den großen Bergsturz von 1669. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **62**, 27–32, Salzburg.
- MARTIN, F. (1947): Geplante Keller im Neutor im Jahre 1770. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **86/87**, 98–99, 1 Plan, Salzburg.
- MIKO, O. & SAMUEL, O. (1994): Bibliografia Dionyza Stura. – In: MIKO, O. & SAMUEL, O. (Eds.): *Dionyz Stur: geolog, paleontolog, botanik, slovensky narodovec (1827–1893): Zbornik referatov zo seminara uskutocneno dna 7.10.1993 venovaneho pamiatke 100. vyrocia umrtia Dionyza Stura: Bibliografia Dionyza Stura. – Geologicky Ustav Dionyza Stura*, 53–69, Bratislava.
- MUDRICH, A. (1915): Die Geschichte des St. Siegmunds- oder Neutores bis 1774. Zum 150 jährigen Jubiläum. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **55**, 113–150, 3 Abb., Salzburg.
- PEZOLT, L. (1894): Ueber Bergunglücke, Bergskarpierung und die „Bergputzer“ in der Stadt Salzburg. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **34**, 21–30, Salzburg.
- PFEIFER, K. (2011): Ein extremes Naturereignis in Bildern: Der große Mönchsbergsturz bei Lucas Schnitzer. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **151**, 257–264, 8 Abb., Salzburg.
- PICHLER, G.A. (1865): Salzburg's Landesgeschichte. – 1076 S., Salzburg (Oberer).
- PIPPAN, TH. (1957): Anteil von Glazialerosion und Tektonik an der Beckenbildung am Beispiel des Salzachtales. – *Z. f. Geomorph., N.F.*, **1**, 71–95, Stuttgart.
- PIPPAN, TH. (1958): Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein 94/1 und Untersberg 93/2, 1:25.000 und dem Stadtplan 1:10.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1958**, 232–240, Wien.
- PIPPAN, TH. (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein 94/1 und Untersberg 93/2, 1:25.000 und dem Stadtplan 1:10.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, A49–A56, Wien.
- PIRKMAYER, F. (1901): Projekt einer Stadterweiterung und der Eröffnung eines Thores durch den Mönchsberg im 17. Jahrhundert. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskd.*, **41**, 98–104, Salzburg.
- PREY, S. (1980): Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. Flyschzone, Walsbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 281–323, 2 Abb., Wien.
- PREY, S., DEL-NEGRO, W., PIPKAN, TH., PLÖCHINGER, B., SCHLAGER, M. & SEEFELDNER, E. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- ITTER, S. (1980): Kosten und Finanzierung. – In: AMT DER SALZBURGER LANDESRREGIERUNG, ABTEILUNG 6 (Hrsg.): *Markuskirche Salzburg (Ursulinenkirche), Generalsanierung. – Baudok. Abt. VI*, **6**, 17–20, 3 Abb., Salzburg.
- ROCH, K.-H., CHWATAL, W. & BRÜCKL, E. (2006): Potentials of monitoring rock fall hazards by GPR: considering as example the results of Salzburg. – *Landslides*, **3**, 87–94, 14 Figs., Berlin-Heidelberg (Springer).
- ROHR, CH. (2003): Der Fluss als Ernährer und Zerstörer. Zur Wahrnehmung, Deutung und Bewältigung von Überschwemmungen an den Flüssen Salzach und Inn, 13.-16. Jahrhundert. – In: GISLER, M., HÜRLIMANN, K. & NIENHAUS, A. (Hrsg.): *Naturkatastrophen – Catastrophes naturelles. – Themenband Traverse. Zeitschrift f. Geschichte* **2003/3**, 37–49, Zürich.
- RUDOLF-MIKLAU, F. & MOSER, A. (Koord.) (2009): *Alpine Naturkatastrophen: Lawinen, Muren, Felsstürze, Hochwässer. – 120 S., Graz–Stuttgart (Leopold Stocker Verlag).*
- SCHLEGEL, W. (1980): Geschichtlicher Überblick. – In: AMT DER SALZBURGER LANDESRREGIERUNG, ABTEILUNG 6 (Hrsg.): *Markuskirche Salzburg (Ursulinenkirche), Generalsanierung. – Baudok. Abt. VI*, **6**, 7–9, 3 Abb., Salzburg.
- SCHRÖCK, J.R. (1980): Baubericht. – In: AMT DER SALZBURGER LANDESRREGIERUNG, ABTEILUNG 6 (Hrsg.): *Markuskirche Salzburg (Ursulinenkirche), Generalsanierung. – Baudok. Abt. VI*, **6**, 10–12, 3 Abb., Salzburg.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften. – X + 574 S., 67 Abb., 26 Fig., Salzburg–Stuttgart (Das Bergland Buch).
- STINY, J. (1938): Über die Regelmäßigkeit der Wiederkehr von Rutschungen, Bergstürzen und Hochwasserschäden in Österreich. – *Geol. & Bauw.*, **10**, 9–31, 33–48, 2 Tab., Wien.
- STOCKER, E. (1987): Zur Bildung der kavernen Wandformen an der Nagefluhstufe bei Urstein. – *Ber. Haus Natur Salzburg*, **10**, 135–143, 7 Abb., 1 Tab., Salzburg.
- STUMMER, E. (1941): Zum interglazialen Alter des Mönchs- und Rainberges in Salzburg. – *Ber. Reichsst. f. Bodenforsch.*, **1941**, 95–99, 4 Abb., Wien.
- ŠTŮR, D. (1868): Die grosse Bergabrtschung im Weissenbach, südlich von St. Egidy und Hohenberg bei Lilienfeld. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1868**, 316–317, Wien.
- ŠTŮR, D. (1869): Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich bei Wien. Ein Bericht über die, der Gemeinde Wien zur Anlage eines Centralfriedhofes offerirten Flächen in der Gemeinden: Kaiser-Ebersdorf, Rannersdorf, Himberg, Pellendorf und Gutenhof. – *Jb. Geol. R.-A.*, **19/4**, 465–484, Wien.
- ŠTŮR, D. (1888a): Jahresbericht des Directors D. Stur. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1888**, 1–40, Wien.
- ŠTŮR, D. (1888b): Untersuchungen des Mönchsberges in Salzburg [fingierter Titel]. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1888**, 23–24, Wien.
- ŠTŮR, D. (1889a): Geologisches Gutachten anlässlich der Versorgung der Landeshauptstadt Czernowitz mit gutem Trinkwasser. – 27 S., Czernowitz (Czopp).
- ŠTŮR, D. (1889b): Die Trinkwasserversorgung der Stadt Hainburg. – *Jb. Geol. R.-A.*, **39**, 35–44, Wien.
- ŠTŮR, D. (1889c): Zur Frage der Erweiterung des Heilbades „Wiesbaden“ bei Ries. – *Jb. Geol. R.-A.*, **39**, 21–28, Wien.
- ŠTŮR, D. (1889d): Zur Frage der Versorgung der Stadt Ried mit Trinkwasser. – *Jb. Geol. R.-A.*, **39**, 29–34, Wien.
- ŠTŮR, D. (1889e): Zur Trinkwasserfrage von Neunkirchen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **39**, 259–280, Wien.
- ÜBLAGGER, G., HITSCH, E., KIRCHNER, E.CH., SCHEURINGER, E. & SCHWARZ, H. (1980): 5. Schlußfolgerungen und Lösungsvorschläge. – In: LANDESHAUPTSTADT SALZBURG (Hrsg.): *Umweltschutzprogramm Kuehberg Nordhang. Hydrologische und geologische Negativauslese. – Umweltschutzprogramm Magistrat Salzburg*, **2**, 134–172, 4 Abb., 3 Beil., Salzburg.

UHLIR, C.F. & SCHRAMM, J.-M. (2011): Naturgefahren, Bergstürze und Bergputzer. – In: UHLIR, C.F. (Hrsg.): Salzburger Stadtberge (Mönchsberg, Kapuzinerberg, Festungsberg, Nonnberg, Rainberg), 31–46, 78–79, 15 Abb., Borsdorf (Edition Winterwork).

VOGELTANZ, R. (1990): Bauen und Siedeln im alpinen Raum aus der Sicht des Geologen. – Mitt. Natw. Ver. Stmk, **120**, 179–188, 8 Abb., Graz.

VOGELTANZ, R. (1993): Die Felsstürze von der Bischofsmütze im Jahre 1993. – In: BAUTECHNISCHE VERSUCHS- UND FORSCHUNGSANSTALT SALZBURG (BVFS) (Hrsg.): Bau-Symposium „Aktuelle Fragen – neue Lösungen – europäische Perspektiven, 77–78, 2 Abb., Salzburg.

VORTISCH, W. (1924): Zur Entstehung des Mönchsbergkonglomerates in Salzburg. – Verh. Geol. B.-A, **1924**, 204–207, 2 Abb., Wien.

WORLD HERITAGE COMMITTEE (1997): Report of the Twentieth session of the World Heritage Committee, Merida, Mexico, 2–7 December 1996. – 109 pp., IX Annexes, Merida. [<http://whc.unesco.org/archive/1996/whc-96-conf201-21e.pdf>, abgerufen am 16.08.2013]

Eingelangt: 23. August 2013, Angenommen: 4. September 2013



Ein Beitrag zur Geschichte der reflexionsseismischen Erforschung der Molassezone in Oberösterreich und Salzburg

FRANZ WEBER*

15 Abbildungen, 2 Tafeln

*Molassezone
Salzburg
Oberösterreich
Erdölaufschluss
Reflexionsseismik
Rohöl Aufsuchungs AG*

Inhalt

Zusammenfassung	315
Abstract	316
Einleitung	316
Der reflexionsseismische Trupp der RAG: Aufstellung, Personal, Organisation, Geräte	316
Bemerkungen zum Alltag des seismischen Trupps	318
Der Kenntnisstand zum geologischen Bau der Molasse im Jahr 1951	318
Auswertung	320
Die Übersichtsmessungen des ersten Jahres der Untersuchungen (August 1951–Juni 1952)	321
Die Übersichtsmessungen im Gebiet zwischen dem Hausruck und dem Vöcklatal im Bezirk Vöcklabruck (September 1952–April 1953)	323
Die Übersichtsmessungen im Uhrzeigersinn vom Salzach-Innbogen bis in das Hausruckviertel (Juni 1953–Mai 1954)	324
Ein Zeitabschnitt des raschen Wechsels der Messgebiete: März 1954–November 1955 (Ried, Haag, Mattighofen, Feldbach, Ostermiething, Attnang)	324
Weitere Untersuchungen im westlichen und südwestlichen Abschnitt der Molasse (November 1955–August 1957)	325
Weitere Aktivitäten im Inn- und Hausruck-Traunviertel (Oktober 1957–Juli 1959)	329
Nochmals in das Innviertel: Ried–Mattighofen–Ried (Februar 1959–Juni 1960)	332
Die Verlagerung des Schwerpunkts der Exploration in den östlichen Teil des Gebietes Attnang–Wels (August 1960–April 1961) und konzentrierte Detailmessungen in der Konzession Wels–Pettenbach (April 1961–Mai 1962)	335
Beiträge der Reflexionsseismik der RAG zur geowissenschaftlichen Grundlagenforschung in Österreich	336
Die weitere Geschichte des Messtrupps Prakla-RAG	337
Dank	337
Tafeln	338
Literatur	342

Zusammenfassung

Es wird die Geschichte des reflexionsseismischen Trupps von seiner Aufstellung im Juli 1951 bis zur Übernahme als „Bobtail Crew“ durch die Prakla/Hannover im August 1962 dargestellt. Neben der Einschulung, die mit Unterstützung der Mobil Oil/New York, eine der Mutterfirmen, erfolgte, wird über Organisation, Personal, Geräte, Feldarbeit und Auswertung berichtet. Breiter Raum wird den Übersichtsmessungen des ersten Jahres gewidmet, die grundlegende Erkenntnisse über den Bau der Molasse brachten. Die Untersuchungen in der Molasse wurden von verschiedenen Umständen beeinflusst. In unregelmäßigen Intervallen war es notwendig, ein mehrmonatiges Messprogramm in der Konzession Feldbach in der Oststeiermark durchzuführen. Des Weiteren wurde getrachtet, den Trupp in den Wintermonaten in geeigneten Standorten unterzubringen, was wegen der Optimierung der Anfahrten Auswirkungen auf die Messgebiete hatte. Auch die Fündigkeit der Tiefbohrungen, Probleme der Feldeabgrenzung und die Notwendigkeit der Bereitstellung von Bohrvorschlägen fanden ihren Niederschlag bei der Planung und Durchführung der Messungen. Etwa um das Jahr 1960 verlagerte sich der Schwerpunkt der Untersuchungen auf die östliche Hälfte und deren zentrale und südliche Abschnitte der Molasse.

Der wichtigste Leithorizont wird durch die eozänen Schichten an der Tertiärbasis gebildet. Ein weiterer bedeutender tertiärer Reflektor ist die Basis der Haller Serie (Miozän). Weiters bildet die Grenze Jura/Kreide einen wichtigen Leithorizont. Auf Grund reflexionsseismischer Informationen konnte eine Paläogeografie des prätertiären Untergrundes konstruiert werden. Die Oberkreidevorkommen werden durch prätertiäre Brüche mit oftmals großer Sprunghöhe gegliedert und begrenzt. Die Brüche an der Tertiärbasis reichen nicht in die höheren Horizonte hinein, sondern klingen im Oligozän aus. Erdöllagerstätten sind vornehmlich an antithetische Brüche gebunden, auch kombinierte Ölfallen konnten durch die Tiefbohrungen nachgewiesen werden. Weiters kommen Fallen vom Typ der begrabenen Berge vor. Im Zeitraum von August 1951 bis Juli 1962 wurden vom seismischen Trupp in der Molassezone von Oberösterreich und Salzburg 320 Profile mit mehr als 8.900 Schusspunkten gemessen.

* † FRANZ WEBER: Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Angewandte Geophysik, Peter-Tunner-Straße 25, 8700 Leoben. geophysik@unileoben.ac.at

A Contribution to the History of the Reflection Seismic Research of the Molasse Zone in Upper Austria and Salzburg

Abstract

The history of the reflection seismic crew of Rohölgewinnungs AG (RAG) is presented from the beginnings in July 1951 up to the partial takeover by Prakla/Hannover in August 1962. Early training, performed with the help of Mobil Oil/New York, creworganisation, personnel and instrumentation, as well as field work and data evaluation are discussed. Broad consideration is given to the measurements of the first year, which brought basic knowledge about the structure of the Molasse Zone. The most important seismic marker horizon is produced by the base of Tertiary, mostly by the Eocene beds. A further Tertiary reflector is the base of the Hall series. The boundary between the Jurassic and Cretaceous also creates an important marker horizon. A paleogeographic picture of the pre-tertiary underground was constructed using reflection seismic information. The upper cretaceous deposits are compartmentalized by pre-tertiary faults often exhibiting a great displacement. The faults displacing the base of Tertiary do not reach the upper horizons of Tertiary and taper out in the Oligocene. Hydrocarbon traps are primarily constrained by anticlinal faults, furthermore there are traps associated with buried hill structures.

Einleitung

Die Einführung der Reflexionsseismik in das Methodenspektrum der Geophysik kann mit Recht als ein Markstein bezeichnet werden. Es war damit auch eine gewisse Veränderung in der Stellung des Geophysikers verbunden. Dieser war bei den meisten anderen Methoden als alleiniger Wissenschaftler tätig, in dessen Hand Planung, Messung und Auswertung lagen und der höchstens einige Gehilfen benötigte. Nunmehr waren auch mehrere andere Wissenschaftszweige (Elektrotechnik, Elektronik, Mathematik, Geologie, Geodäsie, Bohrtechnik) notwendigerweise beteiligt, um in Zusammenarbeit die hoch gesteckten Ziele zu erreichen. Auch das fachliche Niveau und vor allem die Zahl der übrigen Mitarbeiter waren stark gestiegen und es ist kein Zufall, dass die Reflexionsseismik den Rahmen von Hochschulinstituten sprengte und ihre weltweite rasche Verbreitung der Erdölindustrie verdankte. Es kann somit der Sinnspruch des Montanwesens „Bergbau ist nicht eines Mannes Sache“ durchaus analog auf die Reflexionsseismik übertragen werden.

Der Einsatz der Reflexionsseismik in der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs bedeutete auch einen Paradigmenwechsel bei der Kohlenwasserstoffsuche der Rohölgewinnungs AG (RAG). Während man im Wiener Becken durch geologische Kartierung und Counterflushbohrungen prinzipiell die hoffigen Strukturen suchen und damit auch beachtliche Erfolge erzielen konnte, waren diese Verfahren in der Molassezone ungeeignet und konnten höchstens für die Klärung von stratigrafischen Fragen angewendet werden.

Die rechtliche Grundlage für die Untersuchungen bildete zunächst ein Forschungsauftrag der Geologischen Bundesanstalt (GBA), der eine gewisse Entschädigung für die in der sowjetischen Besatzungszone verloren gegangenen Freischürfe, unter anderem im Raum Matzen, darstellte. Nach dem Staatsvertrag vom 15. Mai 1955 erfolgte eine Umwandlung in Konzessionen. Die Bedeutung dieser Entscheidung für die Geophysik, an der die Muttergesellschaften sicherlich nicht unbeteiligt waren, kann erst richtig gewürdigt werden, wenn man den damaligen Kenntnisstand über den Bauplan der Molasse berücksichtigt. Dieser war trotz des bereits im Jahr 1938 erfolgten Beginns der Kohlenwasserstoffsuche durch die Reichsaufnahme durchaus bescheiden, vor allem in den tieferen Beckenteilen.

Die vorliegende Publikation ist, ohne Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, eine Dokumentation der Aktivitäten des seismischen Trupps der RAG im Zeitraum von 1951–1962, also in einem Zeitabschnitt der Hochkonjunktur der Schusseismik. Weiters könnte sie in gewissen

Grenzen ein historischer Beitrag zur Kohlenwasserstoffsuche in einer interessanten Erdölprovinz sein und auch die bedeutenden Fortschritte der methodischen Entwicklung der Reflexionsseismik in den damaligen Jahren erkennen lassen.

Der reflexionsseismische Trupp der RAG: Aufstellung, Personal, Organisation, Geräte

Die Rohölgewinnungs AG war im Jahr 1951 eine Tochter der Mobil Oil und der Shell, erstere war federführend bei der Exploration. Vorstandsdirektor für die Exploration und für die Geologie war Robert Hermann Janoschek (1906–1986), der auch schon die vorangegangenen Untersuchungen im Wiener Becken geleitet hatte. Für die Einschulung wurde Lewis Robert Tucker, leitender Geophysiker der Mobil Oil/New York mit internationaler Erfahrung, beigelegt, welcher bei der Zweigniederlassung der RAG in Salzburg seinen Sitz hatte.

Lewis Robert Tucker (1907–1979) war eine beeindruckende Persönlichkeit, ein echter Pionier, der die Reflexionsseismik seit den Anfängen in Texas und außerhalb der USA studiert und mitgetragen hatte. Seine warmherzige, menschliche Art und sein angeborenes Talent zur Wissensvermittlung waren für unsere kleine, erst im Werden begriffene Geophysikergemeinschaft von unschätzbarem Wert. Es herrschte allgemeines Bedauern, als Lewis R. Tucker nach einem Jahr Aufenthalt in Salzburg in eine höhere Funktion in das New York Office der Mobil Oil berufen wurde und mit seiner Familie übersiedelte. Das Memorial in der Zeitschrift „Geophysics“ unterstreicht die internationale Bedeutung Tuckers und seine Verdienste in der Angewandten Geophysik (TUCKER, 1980).

Im Mai/Juni 1951 wurde mit der Aufnahme des Stammpersonals begonnen und nach relativ kurzer Einschulung war der Trupp im Juli 1951 mit folgendem Team einsatzbereit:

- Bruno Kunz (Geophysiker, Truppleiter).
- Friedrich Dangl (Elektrotechnik, Messung/Auswertung).
- Johann Schubert (Technische Physik, Auswertung).
- Franz Weber (Geophysik, Geologie, Auswertung).
- Rupert Schmöller (Technische Physik, Auswertung), ab 1958.
- Franz Hame (Elektrotechnik, Feldmessung).
- Ferdinand Dosti (Geodäsie).
- Ludwig Lanzenbacher (Geodäsie, Auswertung).

Leiter des organisatorisch selbständigen Bohrtrupps war Dipl. Ing. Friedrich Rudl. Der Großteil der Mitarbeiter des Messtrupps stammte aus der Gegend von Antiesenhofen,

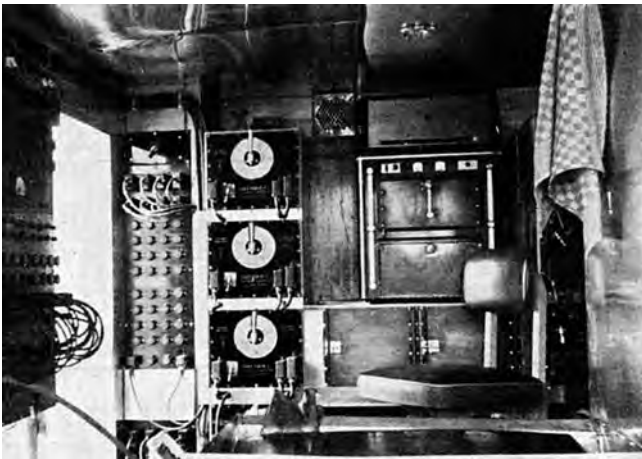


Abb. 1.
Blick in das Innere des Registrierwagens (Foto aus: KUNZ, 1957: 26, Abb. 19).

dem ersten Truppstandort. Zahlreiche Mitarbeiter des Bohrtrupps kamen aus dem Raum Mattighofen, wo die RAG viele Jahre Werkstätten und Ersatzteillager unterhielt und daher einen größeren Bekanntheitsgrad hatte.

Die Fahrzeuge und Geräte wurden aus ERP-Mitteln (European Recovery Program, Marshallplan) angeschafft. Das wichtigste Gerät, die reflexionsseismische Registrierapparatur, war eine analog-seismische 16-kanalige Apparatur mit optischer Registrierung, gebaut im Geophysical Lab der Magnolia Petroleum Comp. Dallas/Texas, die in einer speziellen verdunkelbaren Messkabine untergebracht war (Abb. 1).

Es standen fünf Bohrgeräte vom Typ Failing 1500 bzw. 750 zur Verfügung, davon waren vier im regulären Einsatz und eines in Reserve. In Gebieten mit geringen Bohrschwierigkeiten konnte mit Leistungen von 15–20 Bohrungen pro Woche bei einer Bohrtiefe von 20–30 m gerechnet werden. In schwierigen Gebieten, wie etwa im Kobernauber Wald mit teilweise mehr als 250 m mächtigen Quarz-Kristallinschottern, die zur Gänze verrohrt werden mussten, war eine Leistung von mitunter nur einer Bohrung pro Woche mit einem schweren Failinggerät die Norm.

Des Weiteren waren an Spezialfahrzeugen ein Schusswagen, ausgestattet mit einer Zündmaschine zum Transport von Sprengstoff und elektrischen Zündern sowie ein Kabelwagen mit Kabeltrommeln und vieladrigen Kabeln, Wassertankwagen, Sprengstofftransportwagen sowie weitere leichte LKW und PKW vorhanden. Mobilität war ein besonderes Kennzeichen eines seismischen Trupps, der stets eine beachtliche Anzahl von Fahrzeugen verschiedenster Art benötigte (Abb. 2). Ein Mechaniker war beim Trupp stets gut beschäftigt.

Das Abtun der Schüsse erfolgte mit einer im Sprengwagen eingebauten Zündmaschine. Als Sprengstoff wurden Gelatine-Donarit und versuchsweise auch Alpinit verwendet. Der Sprengstoff war in größere, genormte Patronen gefüllt, die durch Zusammenstecken rasch zu einer Ladesäule erweitert werden konnten. Bei jedem Schusspunkt wurden meist ein bis drei Schüsse in unterschiedlicher Tiefe registriert, wodurch eine optimale Instrumenteneinstellung (Verstärkung, Filterung, Unterdrückung von Störwellen) gewährleistet werden konnte. Als Folge der optischen Registrierung war eine Nassentwicklung und Fixierung der Aufnahmen erforderlich, was im Feld letztlich mit einigen Nachteilen verbunden war. Im Sommer war das Ar-

beiten in der mit Stahlblech ausgekleideten Messkabine beschwerlich und auch im Winter trotz Heizung mit Propangas gewöhnungsbedürftig. Die spätere Magnetbandregistrierung war daher aufnahmetechnisch ein bedeutender Fortschritt. Die Ausrüstung entsprach durchaus international gebräuchlichem Standard, wenn man von der etwas geringeren Zahl der Kanäle absieht. Die Magnetbandregistrierung war damals erst im Kommen.

Der Abstand zwischen den Schussbohrungen betrug 250 m, woraus ein Abstand zwischen den Geophongruppen von 31,25 m resultierte. Die Kosten wurden von Bruno KUNZ (1957) mit ca. 650.000 ATS pro Monat beziffert. Die Schüsse erfolgten stets unterhalb des Grundwasserspiegels, nach Möglichkeit im tertiären Tonmergel („Schlier“). Die Ladungsgrößen waren den geologischen Verhältnissen angepasst, bei gutem Energiedurchgang genügten 1 kg-Ladungen.

Die Geophone wurden in Gruppen von sechs Geophonen pro Spur, die parallel geschaltet waren, aufgestellt. Es wurde anfangs mit relativ schweren Reluktanzgeophonen der Magnolia Petroleum Comp. registriert, später wurden industriell gefertigte Geophonketten verwendet. Als Routineverfahren der Geophonaufstellung wurde die Spaltungsaufstellung („split spread“) ausgewählt, bei der acht Geophongruppen mit Zentralaufstellung zu beiden Seiten des Schusspunkts aufgestellt waren. Das Sprengmoment wurde auf der 3. Spur, die Aufzeit auf der 4. Spur registriert, letztere wurde mit einem eigenen Aufzeitgeophon aufgenommen, das in einem Abstand von 1 m von der



Abb. 2.
Aufstellung der Fahrzeuge des seismischen Trupps in Ostermiething (Foto aus: BRAUMÜLLER et al., 1985: 46, Abb. 1).

Bohrung situiert war. Die durchschnittliche Tagesleistung betrug bei günstigen topografischen Verhältnissen ca. 8–10 Aufstellungen pro Tag.

Einen Gesichtspunkt der Planung bildete auch die Auswahl der Winterquartiere wegen der Notwendigkeit des Einstellens der Spezialfahrzeuge. Bevorzugte Orte waren Mattighofen wegen des Lagers der RAG sowie Ried und Wels wegen der günstigen Einstellmöglichkeiten in den Volksfesthallen.

Bemerkungen zum Alltag des seismischen Trupps

Der seismische Trupp hatte notwendigerweise eine gewisse Autonomie, wodurch er sich von einem stationären Betrieb unterschied. Hinsichtlich Verwaltung und Infrastruktur war Unterstützung durch die Existenz der Zweigniederlassung Salzburg gegeben, die in einem ehemaligen Hotel in der Weiserstraße residierte. Dort waren auch Räume für die Geophysik reserviert. Des Weiteren befand sich dort der Standort für die Geologie und die dieser zugeteilten Zeichenabteilung, die damals eine größere Bedeutung hatte als heute und intensiv beschäftigt war. Mit der Zunahme der Messungen ergab sich auch die Notwendigkeit, die Records geordnet aufzubewahren und nur die für die unmittelbare erste Auswertung benötigten Aufnahmen beim Trupp zu belassen.

Der Alltag beim seismischen Trupp ist nicht zu trennen von der wirtschaftlichen Situation der damaligen Zeit und gibt auch einen Einblick in die speziellen Probleme eines im Außendienst tätigen „Erdölsuchers“. Das Charakteristikum der beruflichen Tätigkeit eines Seismikers oder verallgemeinernd eines angewandten Geophysikers ist der große Wechsel des Ortes seiner Arbeit. Dies fand auch seinen Niederschlag in den Dienstverträgen, die den Passus „mit ständig wechselndem Dienstort“ enthielten. Dieses Erfordernis der Flexibilität und Mobilität wurde als selbstverständlich akzeptiert. Es wurden auch die positiven Aspekte durchaus geschätzt: Die allgemein größere Freiheit gegenüber einem Büroarbeitsplatz, die oftmaligen neuen Eindrücke und das Kennenlernen neuer Gegenden und Menschen. Dies trifft besonders auf die jüngeren Geophysiker der RAG zu, die in den ersten 5–10 Jahren der Firmenzugehörigkeit ledig waren. Auf der anderen Seite waren die Lebenshaltungskosten relativ hoch, zumal wir auch bemüht waren, die alten Verbindungen aufrechtzuerhalten. Auch die Unterbringung am Lande war meist äußerst bescheiden und würde heutigen Ansprüchen nicht genügen.

Anfang des Jahres 1952 erfolgte mit der Verkürzung der Arbeitszeit auf 45 Wochenstunden der Übergang auf die Fünftagewoche, was von den verheirateten Mitarbeitern in Oberösterreich sehr begrüßt wurde. Eine bezahlte Heimfahrt gab es für die Mitarbeiter mit weiter entferntem Wohnsitz einmal im Quartal, und diese wurde als willkommene Abwechslung stets in Anspruch genommen.

Der Mangel an persönlicher Mobilität wurde mit den Jahren zunehmend als nachteilig empfunden, da der Besitz eines PKW von einem durchschnittlichen Angestellten in der damaligen Zeit kaum möglich war. Verkehrsmäßig günstig gelegene Standorte wie Attnang-Puchheim, Ried oder später auch Wels waren beliebter als weit abseits gelegene Truppsitze. Eine wesentliche Besserung der sozioökonomischen Lage trat erst ein bis zwei Jahre nach dem Staatsvertrag um das Jahr 1956/1957 ein, zu einem Zeitpunkt, als die Möglichkeiten beruflicher Veränderungen um einiges leichter waren. Erst um das Jahr 1960 war auch beim Trupp die Vollmotorisierung eingeleitet. Normalerweise begannen alle Mitarbeiter ihren Dienst am Montagvormittag und beendeten diesen am Freitagnachmittag. Die sukzessive Verkürzung der Arbeitszeit am Freitag hatte auch Auswirkungen auf den Feldbetrieb, da getrachtet wurde, nach 12 Uhr kaum noch eine neue Bohrung zu beginnen oder eine neue Geophonaufstellung auszulegen.

Die Barabarafeier wurde regelmäßig als Höhepunkt des Arbeitsjahres zelebriert, wobei traditionell auch ein Überblick auf die Leistungen und besondere Ereignisse des abgelaufenen Jahres gegeben wurde. Ein längerer Weihnachtsurlaub mit vorheriger Einarbeitung der Arbeitszeit war Usus.

Das Verhältnis der Mitarbeiter war durch große Kollegialität, auch in den verschiedenen Altersgruppen, gekennzeichnet. Das Zusammenleben oftmals in kleineren Orten, mit nur wenigen Lokalen und spärlichen Freizeitaktivitäten brachte automatisch ein näheres Kennenlernen mit sich.

Der Kenntnisstand zum geologischen Bau der Molasse im Jahr 1951

Die Kenntnisse über die geologischen Verhältnisse der Molassezone zum Zeitpunkt des Beginns der reflexionsseismischen Untersuchungen sind im entsprechenden Teil des Textbuchs „Geologie von Österreich“ von SCHAFFER & GRILL (1951) gut dokumentiert. Es wurden dabei auch die damals zur Verfügung gestandenen Ergebnisse der geophysika-

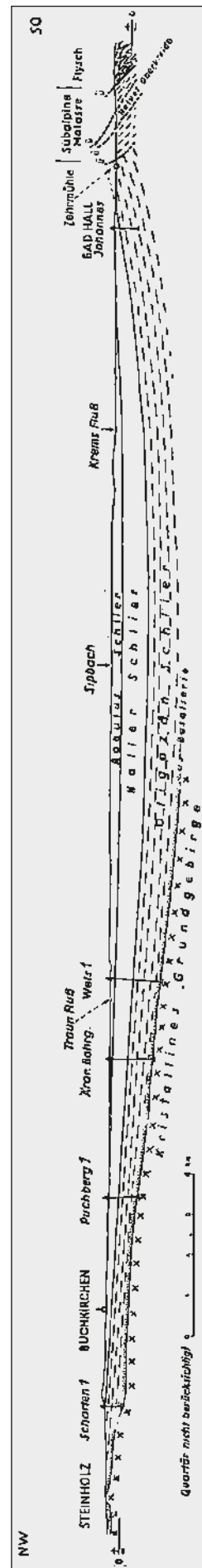


Abb. 3. Profil durch die Molasse von Oberösterreich (SCHAFFER & GRILL, 1951: 732, Abb. 6).

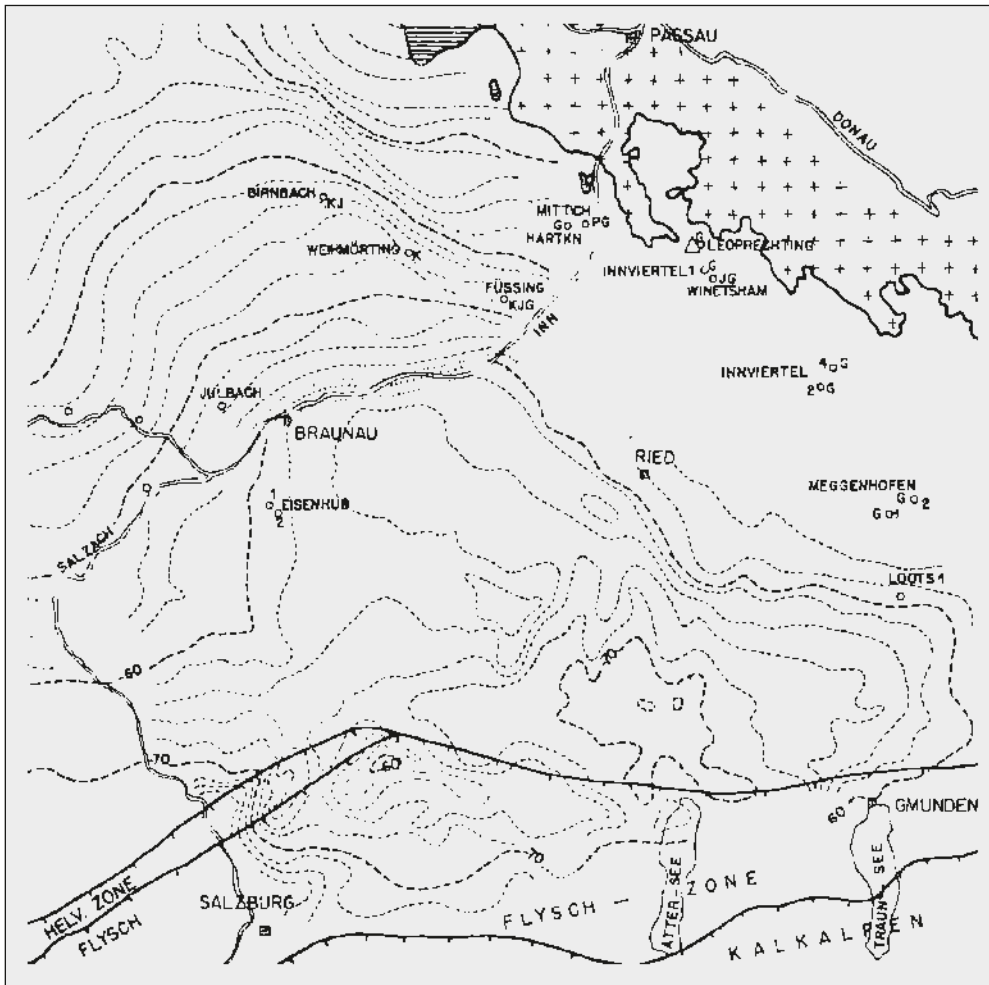


Abb. 4.
Bouguer-Schwerekarte der Molasse
(Ausschnitt aus BÜRGL, 1948: 130,
Abb. 1).

lischen Messungen berücksichtigt, wobei sich die Autoren vor allem auf die Interpretationen von BÜRGL (1948) und REICH (1947) stützen konnten. Die Stratigraphie des „Tertiärs“ (Paläogen–Neogen) wurde nur stark vereinfacht und auch lückenhaft erkannt, was auf das weitgehende Fehlen von Tiefbohrungen aus dem Zentralraum, die das „Tertiär“ zur Gänze durchteuft hatten, zurückzuführen ist. Es wird richtigerweise eine Beckenrandfazies, der die Linzer Sande angehören, von einer vorwiegend tonigen Beckenfazies unterschieden. Letztere wird in einen Oligozän- und Miozänschlier unterteilt, wobei man sich bewusst ist, dass „Schlier“ eine Faziesbezeichnung ist. Das Profil in Abbildung 3 gibt eine Anschauung der damaligen Vorstellungen über den geologischen Bau der Molasse. Gestützt haben sich diese auf wenige Tiefbohrungen, die den prä-„tertiären“ Untergrund erreicht haben. Es waren dies, abgesehen von den Bohrungen beim Schwerölfeld Leoprechting, die Bohrungen der Reichsaufnahme Innviertel 1, 2, 3, 4 und die Bohrungen Meggenhofen 1, 2 sowie Puchberg 1 im nördlichen Abschnitt der Molasse. Dazu auch die alte ärarische Tiefbohrung Wels und die Reichsbohrung Wels 1, die bereits den Tiefenbereich um 1.000 m erkundeten.

Hermann Reich hat sich schwerpunktmäßig mit der Refraktionsseismik befasst, die als Fächerschießen ausgeführt worden war (REICH, 1947, 1949). Die zugrundeliegende Absicht bestand darin, möglichst rasch einen Überblick über den Bauplan der Molasse und über erdölgeologisch interessante Hochzonen zu gewinnen. Aus heutiger Sicht

muss gesagt werden, dass mit der gewählten refraktionsseismischen Methodik a priori nur eine begrenzte Aussagemöglichkeit gegeben war.

Hans BÜRGL (1949) hat den Raum zwischen Hausruck und Vöckla untersucht und mehrere Bohrungen bei Wels und Laakirchen aufgenommen. Er weist auf die Fortschritte durch die intensive Erdölsuche in den Jahren 1939–1945 hin, wobei 20 Tiefbohrungen und tiefere Schurfbohrungen abgeteuft worden waren. Bürgls Verdienst ist es auch, erstmals eine geologische Interpretation der Schweremessungen in der Molassezone vorgenommen zu haben, bei welcher der besser bekannte und benachbarte bayerische Raum einbezogen wurde (BÜRGL, 1948) (Abb. 4). Dabei wird die gravimetrische Minimumzone von Braunau auf die mächtige Oberkreideentwicklung zurückgeführt und der Begriff der „Braunauer Kreidemulde“ eingeführt. Weiters wird der regionalgeologische Charakter des Landshut-Neuöttinger Hochs erkannt. Auch auf die weite Verbreitung von WSW–ENE streichenden Störungen in der Molassezone von Oberösterreich wird hingewiesen. Allerdings nicht immer im richtigen Zusammenhang, denn es konnte die damals angenommene „Ottmanger Bruchzone“ weder durch die Kartierung von Ferdinand Aberer noch durch die Reflexionsseismik bestätigt werden.

In der westlichen Molasse wurden von ABERER & BRAUMÜLLER (1947) wichtige Beiträge zur Stratigraphie und Fazies erbracht. Im Raum von Bad Hall konnte Erhard Braumüller bereits 1947 eine Gliederung der geologischen Zonen erarbeiten. Für die in Grenznähe gelegenen Gebiete

von Oberösterreich nützliche Ergebnisse beinhaltete die Arbeit von Hans NATHAN (1949) über die Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. Über das nahe dem nördlichen Beckenrand befindliche Erdölvorkommen von Taufkirchen hatte bereits PETRASCHECK (1924) eingehend berichtet. Über Arbeiten während des Berichtszeitraums in der Molasse Bayerns erschienen einige Publikationen, die für die Arbeiten in der Molasse von Oberösterreich bedeutsam waren: BREYER (1959), BREYER & DOHR (1959), CLASEN & DOHR (1957). Eine für die reflexionsseismische Auswertung wichtige Arbeit erschien erst, als die Untersuchungen in der Molasse schon weit fortgeschritten waren (VEIT, 1963).

Auswertung

Die methodischen Grundlagen der Auswertung wurden mit tatkräftiger Unterstützung von Lewis R. Tucker geschaffen, wobei gewisse Erfahrungen des Messtrupps der Mobil Oil A.G. in Deutschland in der Bayerischen Molasse nutzbringend verwertet werden konnten. Die Einschulung der Geophysiker durch Tucker erfolgte in Salzburg in der Dauer von je einem Monat pro Mann, wobei auch ein Einblick in zahlreiche interne Unterlagen der Mobil Oil gegeben wurde. Zu bedenken ist, dass damals auch kaum entsprechende Fachliteratur zur Verfügung stand. Die wenigen deutschsprachigen Textbücher waren in Wien nur in wenigen Exemplaren vorhanden und wurden als Kostbarkeiten gehütet.

Es wurde auch Wert auf die fachliche Weiterbildung der Geophysiker gelegt, was allerdings in den abgelegenen Truppstandorten nicht immer leicht war. Alle Geophysiker der RAG waren auch Gründungsmitglieder bei der im Jahr 1951 in Den Haag gegründeten European Association of Exploration Geophysicists (EAEG). Es war üblich, dass an den Tagungen dieser wichtigsten wissenschaftlichen Gesellschaft im Fach „Angewandte Geophysik“ jeweils ein bis zwei Geophysiker der RAG teilnahmen. Bereits eine der ersten Tagungen im Dezember 1952 in Hannover vermittelte dem Autor einen nachhaltigen Eindruck, nicht nur wegen der Kontakte mit den ausländischen Kollegen, sondern auch durch den Besuch eines Messtrupps der Mobil Oil A.G. in der Norddeutschen Tiefebene.

Das Auswertungsschema war relativ einfach und beinhaltete als ersten Schritt die Festlegung der auszuwertenden Reflexionen. Auf jedem Streifen waren eine ungemischte

und eine gemischte Aufnahme aufgezeichnet. Bei letzterer bestand die Mischung darin, dass 40 % der elektrischen Energie auf die Nachbarspur geleitet wurde, wodurch ein optisch ausgeglicheneres, „geschöntes“ Bild entstand (Abb. 5).

Dadurch waren auch schwache Reflexionen leichter zu erkennen. Durch Hinzuzählen der Aufzeit wurde bei den Endspuren der Aufstellung die Laufzeit bezogen auf die Erdoberfläche erhalten. Bei ebener Oberfläche ist bei der Spaltungsaufstellung die Richtung des Einfallens durch die größere Laufzeit bei der ersten bzw. letzten Spur zu erkennen (Abb. 5). Die Reflexionselemente wurden am Einzelstreifen verfolgt und sodann von Streifen zu Streifen korreliert.

Für die Aufbereitung der Streifen und die Routinerechnungen standen ein bis zwei eingeschulte Mitarbeiterinnen oder Mitarbeiter zur Verfügung. Die vom Registrierer abgelieferten Aufnahmen wurden gründlich gewässert und über Nacht getrocknet. Sodann wurden sie mit einer Schablone versehen, auf der alle für die Auswertung relevanten Parameter angegeben waren.

Das Erkennen einer Reflexion erfolgte auf Grund von drei Kriterien, nämlich Amplitude, Phase und Laufzeitverhalten (Hyperbell!). Der nächste Schritt der Auswertung bestand in der Umwandlung der Reflexionszeiten in Tiefen durch Multiplikation mit der Durchschnittsgeschwindigkeit. Dazu standen bewährte Methoden zur Ermittlung der Geschwindigkeiten zur Verfügung, wobei die genaueste, die Geophonversenkung, in der Anfangsphase mangels einer vorhandenen Tiefbohrung noch nicht verwendet werden konnte. Wie in zahlreichen anderen Tertiärgebieten wurde als Routineverfahren eine lineare Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe angenommen. Bei der Konstruktion der Tiefenprofile wurde die Reflexionsqualität durch verschiedene Signaturen dargestellt. Bereits bei Vorliegen der ersten Geschwindigkeitsmessungen in Tiefbohrungen (Geophonversenkung, Sonic-Log) zeigte sich, dass die verwendete Zeit-Tiefenfunktion ZT 1 bei größeren Laufzeiten beachtliche Differenzen zu den wahren Tiefenwerten lieferte, so dass umfangreiche Korrekturen erforderlich waren.

Ein beachtlicher Vorzug der Sprengseismik, der in der Anfangsphase der Prospektion vorteilhaft war, bestand darin, dass durch die Aufzeiten, vor allem bei mehreren Schüs-

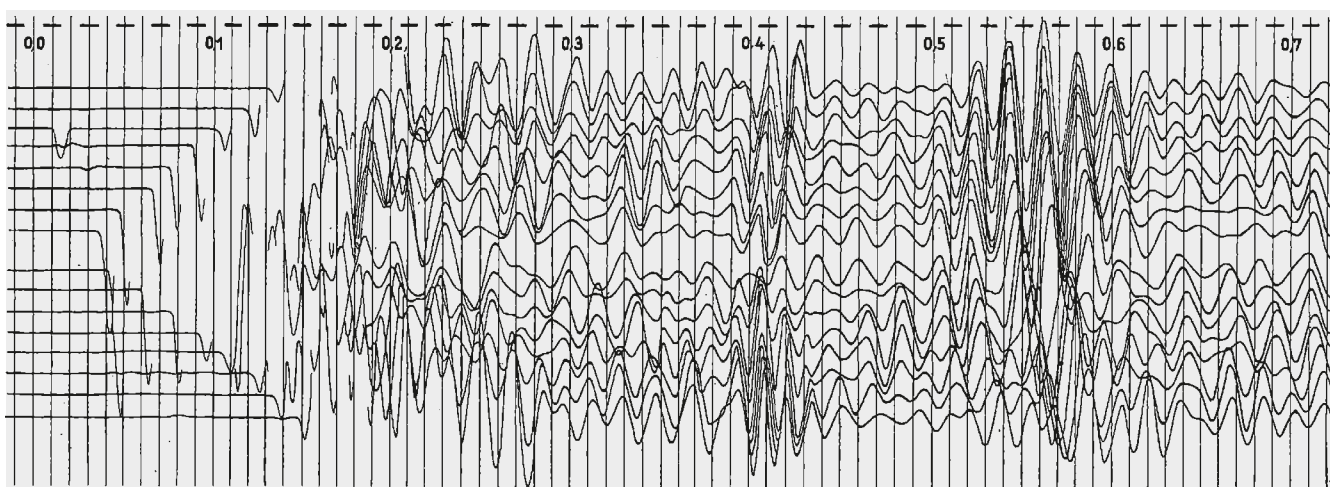


Abb. 5. Reflexionsseismische Aufnahme mit 40 % Mischung, Laufzeit in Sekunden (Kunz, 1957: 25, Abb. 17).

sen pro Bohrung, eine erste Information über die Geschwindigkeiten der Verwitterungsschicht erhalten wurde. Für genauere Information über die Geschwindigkeitsverhältnisse der Verwitterungsschicht wurde bei ausgewählten Lokationen ein Aufzeitschießen durchgeführt, bei dem in regelmäßigen Abständen von der Bohrlochsohle bis nahe der Erdoberfläche mit kleinen Ladungen geschossen wurde. Ein Vorteil der linearen Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe waren die relativ einfachen mathematischen Beziehungen bei verschiedenen Auswertungsroutinen. Für das gegenständliche Messgebiet wurde lange Zeit mit einer Funktion gerechnet, deren Anfangsgeschwindigkeit 2.150 m/s betrug.

In der Praxis wurde so vorgegangen, dass die den Reflexionszeiten entsprechenden Tiefen in Tabellenform angegeben wurden, was eine rasche Umrechnung ermöglichte. Die Tiefenberechnung erfolgte jeweils bei den Schusspunkten, also in Abständen von 250 m. Die Tiefenwerte wurden unter dem Schusspunkt angegeben, was allerdings nur bei horizontaler Lagerung korrekt war und bei geringen Neigungen des Reflektors toleriert wurde. Stärker geneigte Reflektoren wurden mit Wellenfrontkarten ausgewertet. Probleme bei der Tiefenberechnung entstanden, wenn Schussbohrungen die Verwitterungsschicht nicht durchteuft hatten und somit unrichtige Anfangsgeschwindigkeiten vorlagen. Eine Kontrolle der Anfangsgeschwindigkeiten war durch Auswertung der Ersteinsätze gegeben, aus denen die Geschwindigkeit der konsolidierten Schicht berechnet wurde.

Eine gewisse Änderung der Auswertungspraxis erfolgte durch die Magnetbandregistrierung ab September 1960, da nunmehr die statischen Korrekturen auch bei den Geophonpunkten bestimmt werden mussten. Das Processing der Aufnahmen erfolgte im Rechenzentrum der Prakla in Hannover. Da die Ergebnisse, dargestellt als Zeitprofile in variabler Flächenschrift, erst 4–6 Wochen nach der Aufnahme zur Verfügung standen, erfolgte eine Abspiegelung und Darstellung einer Analogaufnahme auf Registrierpapier beim Trupp in Intervallen von wenigen Tagen. Dadurch konnten die Leithorizonte kontinuierlich korreliert und die Strukturkarten ohne Verzögerung konstruiert werden.

Die Leithorizonte waren durch die Kriterien der Reflexionsamplitude und Reflexionskontinuität gut gekennzeichnet. Die wichtigsten Leithorizonte waren die Tertiärbasis bzw. Top Eozän, Basis Haller Serie, die Basis Oberkreide (soweit vorhanden) und die Oberkante des kristallinen Untergrundes. Strukturkarten wurden seit Beginn der Detailmessungen laufend vom Leithorizont der Tertiärbasis konstruiert.

Beim Trupp erfolgte eine erste Auswertung der Daten, die in einer Bearbeitung der Streifen, Berechnung und Konstruktion der Tiefenprofile und laufende Bearbeitung der Strukturkarte des wichtigsten Leithorizontes („progress map“) bestand. In den späteren Jahren erfolgte mit der Zunahme des Datenmaterials die weitere Auswertung und Reinterpretation in der Zweigniederlassung Salzburg, die vor allem von Johann Schubert und dem Autor durchgeführt wurde. Wichtige Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen wurden in internen Berichten (G-Report) niedergelegt und archiviert.

Von den Geowissenschaftlern wurde die strenge Geheimhaltungspraxis, die damals unter den Muttergesellschaften herrschte, bedauert, da dadurch der Erfahrungsaustausch

praktisch unmöglich war. Von dem über einen langen Zeitraum herrschenden Fehlen einschlägiger Publikationen und einer Vergabe von Themen an die geowissenschaftlichen Universitätsinstitute war auch deren erdölgeologischer Kenntnisstand betroffen.

Die Übersichtsmessungen des ersten Jahres der Untersuchungen (August 1951–Juni 1952)

Da die Oberflächengeologie durch die Kartierung und diverse Bohrungen wohlbekannt war, konnte die Testphase zur Festlegung optimaler Feldparameter (Schusspunktstand, Geophonanordnung, Schusstiefe, Lademenge etc.) relativ kurz gehalten werden. Die Phase der Übersichtsmessungen des ersten Arbeitsjahres war durch lange Profile gekennzeichnet, die einen repräsentativen Querschnitt der Lagerungsverhältnisse in verschiedenen Abschnitten der Molassezone liefern sollten. Nach Möglichkeit sollte dabei an die wenigen vorhandenen Tiefbohrungen zwecks Klärung der Stratigrafie angeschlossen werden, oder die Profile sollten wenigstens in der Nähe der Bohrungen verlaufen. Zur Vermeidung längerer Anfahrtswege waren anfangs häufige Übersiedlungen des Trupps erforderlich. In dieser Phase der Übersichtsmessungen wurden zunächst 20 Profile, die sich auf das Gebiet zwischen Salzach und Bad Hall verteilten, gemessen (Tafel 1). Das erste Profil (Linie 1 und 4) begann nahe dem Molasserand bei Antiesenhofen, verlief über Ried im Innkreis, Frankenburg und endete an der Flyschgrenze, ca. 2 km nördlich von Sankt Georgen. Auffallend waren im Norden die kräftigen multiplen Reflexionen von der Kristallinoberkante des Moldanubikums. In diesem nördlichen Abschnitt konnte unschwer der Verlauf dieses wichtigen Leithorizontes korreliert werden. Da das Profil bis zum Hausruck in einem Gebiet mit mäßiger Topografie verlief und einfache Verhältnisse in der Verwitterungsschicht angetroffen wurden, war es auch möglich, statistische Geschwindigkeitsanalysen durchzuführen. Es konnte auch die Reflexionscharakteristik von syn- und antithetischen Brüchen, die als Ölfallen gesucht waren, studiert werden. Im Hausruck konnten erste Erfahrungen bezüglich des Bohrens in mächtigen Quarzschottern, über den Energiedurchgang in denselben und hinsichtlich entsprechender Instrumenteneinstellungen bei der Registrierung gemacht werden. Am südlichen Profilenende konnten gewichtige Hinweise für den Überschiebungscharakter des Flysches über die Molasse bereits bei der ersten Auswertung der Aufnahmen gewonnen werden. Damit war ein wichtiger Beitrag für die Richtigkeit der Deckentheorie im nordalpinen Bereich zu einem Zeitpunkt erbracht worden, wo diese in manchen geologischen Kreisen noch nicht anerkannt war.

In einem weiteren Schritt wurde ein ca. 12–27 km weiter östlich, annähernd parallel verlaufendes Profil vermessen (Tafel 1: Linien 5 und 6), das im Norden bei einem Kristallinsporn SE Peuerbach beginnt, entlang der Dürren Aschach, Hofkirchen, Aistersheim, den Hausruck bei Geboltskirchen verläuft und im Süden vor der Westbahn SW Attnang endet. Durch den Beginn am Beckenrand wurden wichtige Erkenntnisse über die Sedimentationsverhältnisse des Molassebeckens gewonnen und die stratigrafische Zuordnung der Hauptreflektoren erleichtert. Bemerkenswert ist auch der Umstand, dass im Raum südlich Ottnang Versuche unternommen wurden, anstelle der bisherigen

Spaltungsaufstellungen, Endaufstellungen von 500 m Länge zu registrieren, wodurch sich durch Einsparung von Schussbohrungen beachtliche Rationalisierungseffekte ergeben hätten. Tatsächlich war die Korrelation selbst der Leithorizonte nur bei bester Reflexionsqualität möglich und der Verlust an seismischer und geologischer Information so bedeutend, dass wieder zur Standardregistrierung mit 250 m Spaltungsaufstellung zurückgegangen wurde. Auf diesem Profil wurden auch die Lagerungsverhältnisse prätertiärer Schichten über eine längere Strecke genauer erfasst und insbesondere „alte“ Brüche, die sich nicht im Leithorizont an der Tertiärbasis nach oben fortsetzten, nachgewiesen. Ein kürzeres Profil (Tafel 1: Linie 7) wurde zwecks Anschluss an die Tiefbohrungen Meggenhofen 1 und 2 gemessen. Größere Bedeutung kam auch der Linie 8 (Tafel 1) zu, die in einem großen Bogen vom Anschluss an die Linie 6 östlich Neumarkt über Dorf, Taiskirchen im Innkreis, Peterskirchen an die Linie 4 südlich Auzolzmünster anschloss. Damit waren die beiden Hauptprofile im Norden verbunden.

Großen Erkenntniswert hatte die Linie 9 (Tafel 1), die ihren Anfang im Osten von der zentralen Linie 4 nahm und in Richtung NW zum Inn führte. Neben der ausgezeichneten Datenqualität der tertiären Reflektoren sind die strukturgeologischen Ergebnisse wichtig, nämlich die genaue Erfassung des prätertiären Abbruchs und in der Fortsetzung die quantitativen Angaben über die von BÜRGL (1948) postulierte Braunauer Kreidemulde. Die Linie 10 (Tafel 1) schließt im Norden bei Antiesenhofen an das nördliche Ende der Linie 1 an und gibt Einblick in den Bau des Gebietes von Obernberg bis Altheim. Die westliche Fortsetzung – immer dem Verlauf des Inn folgend – bildet die lange Linie 11 (Tafel 1), die zunächst bis Braunau gemessen und später bis St. Radegund verlängert wurde.

Von Braunau ausgehend wurde ein langes N-S Profil, bestehend aus den Linien 12 und 13 (Tafel 1) gemessen, das über Engelbach und Oichtental bis an den Südrand der Molasse bei Nussdorf reichte. Diese Messungen waren wegen der mächtigen Moränen mit erheblichen Schwierigkeiten bei den Feldarbeiten und auch bei der Auswertung verbunden. Auch die postglazialen Seetonbecken hatten einen derart schlechten Energiedurchgang, dass alle Ver-

suche zur Gewinnung von Reflexionen scheiterten und daher solche Gebiete nach Möglichkeit vermieden wurden. In diesem westlichen Arbeitsgebiet fehlten auch die im Osten weit verbreiteten, die Erschütterungswellen gut leitenden Schlier-Tonmergel. Diese waren durch die miozäne Sand-Schottergruppe (nach ABERER, 1958) ersetzt, wodurch sich oftmals für die Reflexionsseismik ungünstigere Verhältnisse ergaben. Durch die geologische Detailkartierung von ABERER & BRAUMÜLLER (1947) konnte ein fundierter geologischer Bauplan der Molasse am Alpennordrand erstellt werden, dessen Abstimmung mit den reflexionsseismischen Daten von großem Erkenntniswert war (Abb. 6).

Die von Nussdorf nach Westen über den Wachtberg verlaufende Linie 14 (Tafel 1) war auch für die Oberflächengeologie von besonderem Interesse. Die den Salzachbogen nach NW begleitende Linie 15 (Tafel 1) wurde nur bis Wildshut gemessen, wo zähe Seetone damals ein Ende herbeiführten. Eine kürzere, von Holzhausen nach Lamprechtshausen führende Linie 16 (Tafel 1) sollte einige offene Fragen klären.

Als Abschluss der Übersichtsmessungen des ersten Jahres wurden im Juni 1952 vier Profile in der Konzession Bad Hall (Tafel 1: Linien 17–20) gemessen. Diese Arbeiten waren insofern heikel, da sie sich teilweise im inneren Schutzgebiet der Jodwasserbohrungen befanden. Andererseits bestand von geologischer Seite großes Interesse an Informationen von der Reflexionsseismik, da die Aufschlussverhältnisse geologische Kartierungen gestattet hatten und auch zahlreiche Strukturbohrungen systematisch abgeteuft worden waren. Insbesondere wurde eine „Zehrmühlenslinie“ postuliert, die erhebliche tektonische Bedeutung haben sollte (BRAUMÜLLER, 1959). Durch die seismischen Messungen konnten damals die Kenntnisse über ein solches Strukturelement beträchtlich erweitert werden. Die reflexionsseismischen Daten waren bezüglich Qualität größtenteils sehr dürftig. Es konnten jedoch lokal steiler einfallende Reflexionselemente registriert werden, für die es zunächst keine Erklärung gab. Erst Jahre später wurde durch die Tiefbohrungen und weitere reflexionsseismische Messungen die Existenz einer Schuppenzone der Molasse nachgewiesen.

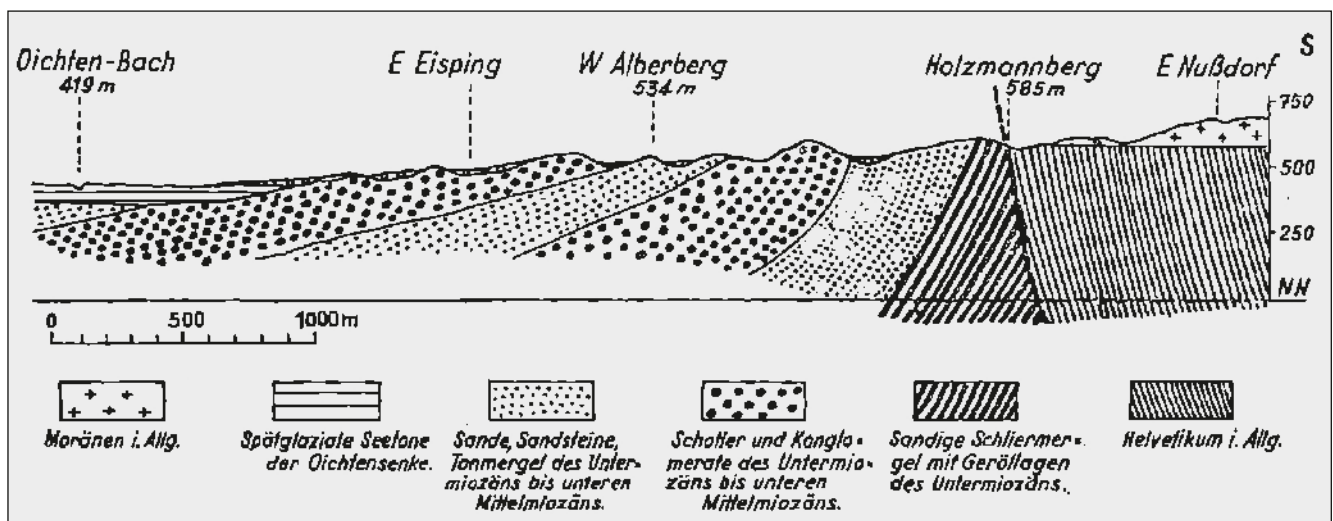


Abb. 6. Geologisches Profil durch die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichtental (Ausschnitt aus SCHAFFER & GRILL, 1951: 739, Abb. 7; Originalprofil in ABERER & BRAUMÜLLER, 1947: 141, Fig. 2).

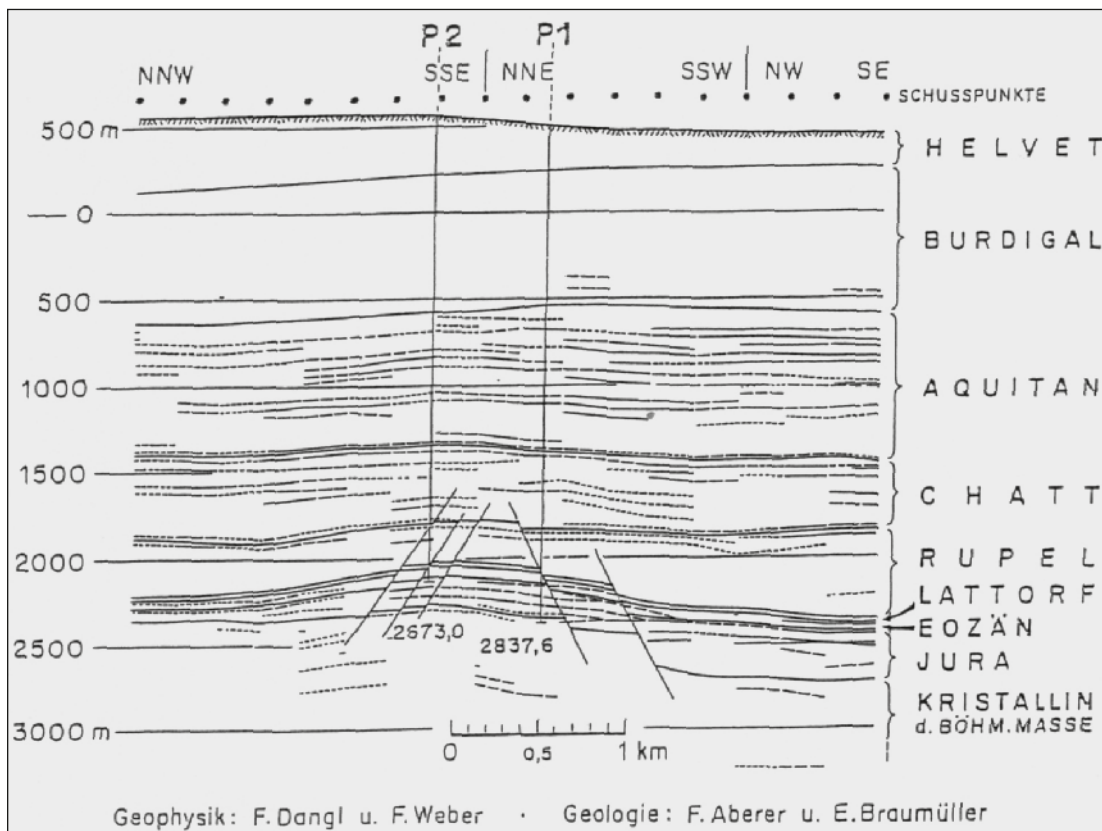


Abb. 7.
Seismisches Profil (mit Geologie) durch die Struktur Puchkirchen (JANOSCHEK, 1961: 170, Abb. 7).

Mit diesen reflexionsseismischen Messungen innerhalb eines Jahres konnte ein Überblick über die Lagerungsverhältnisse und den Bauplan des tieferen Untergrundes gewonnen werden, durch den die weitere Explorationstätigkeit gezielt vorangetrieben werden konnte. Am 11. Juli 1952 übersiedelte der Trupp mit der ganzen Infrastruktur nach Gleisdorf und führte erstmals in der Ost- und Weststeiermark ein größeres Programm reflexionsseismischer Übersichtsmessungen durch.

Die Übersichtsmessungen im Gebiet zwischen dem Hausruck und dem Vöcklatal im Bezirk Vöcklabruck (September 1952–April 1953)

Nach Beendigung der Untersuchungen in der Oststeiermark übersiedelte der Trupp Anfang September 1952 wieder nach Oberösterreich. Von den Standorten Frankenburg und Attnang-Puchheim aus wurden in der Zeit von September 1952 bis Juni 1953 die Übersichtsmessungen weiter in der Erwartung vorangetrieben, dass bei dieser Messkampagne auch bereits Hinweise auf strukturelle Ölfallen gefunden werden könnten. Dazu wurde zunächst ein Messnetz geplant, das sich zwischen den alten Linien 4 und 5 (Tafel 1, 2) südlich des Hausrucks erstrecken sollte. Kern des Programms waren mehrere längere Längs- und Querprofile. Der Beginn wurde mit der Linie 21 gemacht, die von Frankenburg im Westen über die südlichen Ausläufer des Hausrucks bis in die Gegend südlich Ottnang ging. Dieses Profil verlief bei Zell am Pettenfirst und Thomasroith über Abbaue der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks AG, so dass beim Bohren und Schießen mit entsprechender Sorgfalt vorgegangen werden musste. Daran waren fünf generell N–S verlaufende Profile, die die Bruchstruk-

turen klar erfassen sollten, angeschlossen. Von diesen ist die Linie 32 besonders hervorzuheben, da diese von der Linie 21 im Norden beginnend über die Struktur Puchkirchen verlief (Abb. 7).

In W–E Richtung verliefen drei Verbindungsprofile, von denen die über Ungenach bis Schwanenstadt ziehende Linie 40 mit ca. 20 km die größte Länge aufwies. Einige kürzere Linien dienten der Verdichtung des Messnetzes, so dass eine sichere Korrelation der Leithorizonte ermöglicht wurde.

An dieses Kerngebiet zwischen den beiden Redlbachtälern angeschlossen, wurden einige wichtige Übersichtsprofile gemessen. Hinzuweisen ist dabei auf die Linie 22, die am Südrand des Kobernauber Waldes beginnt, nach Osten bis Redl-Zipf verläuft und in einem Bogen nach Süden bis Seewalchen zieht. Ebenso hat die Linie 23 eine gewisse regionale Bedeutung, die sich von Fornach nach Norden bis tief in den Kobernauber Wald hinein erstreckt. In der südlichen Fortsetzung lieferte die Linie 39 den Anschluss an die alte Linie 4. Im Osten war ca. 7 km außerhalb des Kerngebietes die Linie 34 geplant, die von Schwanenstadt zunächst bis nach Niederthalheim verlief. Die übrigen, teilweise kurzen Profile, dienten der Verdichtung des Messnetzes und der detaillierteren Untersuchung der interessanten Strukturen. Diese weniger als ein Jahr dauernde Phase des reflexionsseismischen Programms ist durchaus repräsentativ für die dahinter stehende Strategie, nämlich die Kombination von regionalen Übersichtsprofilen und die Herausarbeitung von bohrreifen Strukturen. Neue Erkenntnisse wurden hinsichtlich des Auftretens von Zeugenbergstrukturen an der Tertiärbasis, der Ausbildung der Oberkreidemulden in einem tieferen Bereich der Molasse und des Nachweises der Fortsetzung des Landshut-Neuöttinger Hochs in die Molassezone NW vom Attersee gewonnen.

Die Übersichtsmessungen im Uhrzeigersinn vom Salzach-Innbogen bis in das Hausruckviertel (Juni 1953–Mai 1954)

Der weitgehend unerschlossene westliche Abschnitt des Arbeitsgebietes Salzburg-Braunau wurde nach vorläufiger Beendigung der Detailmessungen im Osten in der Zeit vom Juni bis September 1953 vom Standort Ostermiething weiter grobrasterförmig vermessen. Mitte September 1953 übersiedelte der Trupp nach Braunau, verblieb dort bis 1. November und bezog sodann das Winterquartier bis Ende Februar in Mattighofen. Den Monat März 1954 verbrachte der Trupp in Ried und führte bis 3. Mai 1954 die Messungen von Haag/Hausruck aus durch.

Begonnen wurde mit der 11 km langen Verlängerung der Linie 15 von Trimmelkam nach NW bis St. Radegund. Unter geringmächtiger Quartärbedeckung wurden dabei die Kohle führenden Süßwasserschichten erbohrt, zu deren Gliederung die meist bis 20 m tiefen Schussbohrungen einen Beitrag geleistet haben. Daran anschließend wurde ein 15 km langer Abschnitt der Linie 15 gemessen. Da diese Linie in den topografisch ca. 80–100 m höher gelegenen Würm- und Rissmoränen verläuft, waren auch wesentlich tiefere Schussbohrungen erforderlich, um das Tertiär zu erreichen. Diese Messungen nahmen fast den ganzen Monat Juli 1953 in Anspruch.

Neuland wurde mit einer ca. 17 km langen, von St. Georgen bis Ostermiething sich erstreckenden Linie 47 betreten, die bis 100 m tiefe Schussbohrungen erforderte. Im Anschluss daran wurde vom damaligen Ende dieser Linie ein weiteres Übersichtsprofil nach NW fast bis an die Salzach projektiert. Weiters wurde mit der Verlängerung der Linie 11 nach NE begonnen, die aber zum Großteil bereits nach der Übersiedlung ab Mitte September 1953 von Braunau aus gemessen wurde. Südlich von Braunau wurde als generell W–E streichendes Verbindungsprofil im Norden des Arbeitsgebietes die Linie 49 gemessen, die später für die Abgrenzung der Struktur Treubach notwendig war. An diesem Profil ist auch bemerkenswert, dass im östlichen Teil Günzmoräne nach WEINBERGER (1950) angetroffen wurde, wodurch die Kenntnisse über die Geschwindigkeiten der glazialen Ablagerungen erweitert werden konnten. Bis Anfang Oktober wurde die Linie 11 nach NE bis Braunau bis zum Anschluss an das Ende der Messungen des Jahres 1952 verlängert. Im Oktober und November 1953 wurden die beiden Linien 50 und 51 von Braunau bzw. Mattighofen aus gemessen. Das über Höhnhart verlaufende N–S Profil 50 trug zur Klärung des geologischen Baus im zentralen Teil des Kobernauber Waldes bei, des Weiteren wurde dadurch die später durch eine Tiefbohrung getestete antithetische Bruchstruktur St. Johann erfolgreich aufgefunden. Die im Norden bei Weng beginnende Linie 51 verläuft unter spitzem Winkel zur Linie 50 und erweitert deren Aussagen. Weiters wurde die Linie 47 bis zum Anschluss an die alte Linie 12 verlängert.

Das Lager Mattighofen mit seinen gut ausgestatteten Werkstätten leistete als Winterstandort gute Dienste und von hier aus wurden von November 1953 bis Februar 1954 vorwiegend im zentralen Innviertel die weiteren Aktivitäten gesteuert. Im Dezember 1953 fand bei der bayerischen Mineralindustrie in München ein Kurs über neue Entwicklungen beim Well logging statt, der von Andrei A. Perebinosoff von der Mobil Oil/New York geleitet wurde und an

dem auch Geologen und Geophysiker der RAG teilnehmen konnten.

Im südlichen Molassebereich war die ca. 13 km lange, über Dorfbeuern NE–SW verlaufende Linie 52 auch deshalb von besonderer Bedeutung, da die weiter östlich mit gleicher Orientierung sich erstreckende Linie 13 von teilweise schlechter Qualität war. Die Linie 53 trug wesentlich zur Erweiterung der Kenntnisse im Raum von Mattighofen bei, denn sie verlief zunächst im Westen bogenförmig um Feldkirchen herum und reichte dann in östlicher Richtung weit in den westlichen Kobernauber Wald hinein. Sodann ist die Linie 55 zu erwähnen, die im Raum Lochen–Lengau, also ca. 2–3 km nördlich der Molasse/Helvetikumgrenze verläuft und bei Schneegattern in eine NNE Richtung umbiegt. Diese Linie war auch für die geologische Kartierung interessant, da stets die Kohle führenden Süßwasserschichten erbohrt wurden, die in der Fazies von nuss- bis faustgroßen Quarz-Kristallinschottern vorlagen.

Der Schwerpunkt in dieser Phase lag in der Verdichtung des regionalen Messnetzes. Für die reflexionsseismische Praxis waren die Erfahrungen des Arbeitens in Gebieten mit großer Schottermächtigkeit wichtig.

Ein Zeitabschnitt des raschen Wechsels der Messgebiete: März 1954–November 1955 (Ried, Haag, Mattighofen, Feldbach, Ostermiething, Attnang)

Die Arbeiten im Westteil der Konzession wurden in der Zeit von Februar bis einschließlich April 1954 – zum Teil witterungsbedingt – unterbrochen und durch Messungen nördlich und östlich von Ried und Haag abgelöst. Damit wurde der nördliche und nordöstliche Abschnitt der Molassezone detaillierter untersucht. Hervorzuheben ist dabei die Linie 56, die vom Inn teilweise mit abrupten Richtungsänderungen bis zur Trattnach nördlich Hofkirchen verläuft.

Weitere Messungen erfolgten im Raum westlich Riedau und bei Lambrechten, also bis zur Konzessionsgrenze im Norden. Damit war der nördliche Randbereich in einem wegen der Nähe zum Schwerölfeld Taufkirchen erdölgeologisch durchaus interessanten Gebiet vorläufig untersucht. Die Flexibilität der Messungen nach den Fortschritten der Auswertung wurde unter Beweis gestellt, als auch Ergänzungsmessungen im Raum Waldzell–Pattigham bis Eberschwang im Osten problemlos eingeschoben werden konnten.

Eine längere Linie mit N–S Trend verläuft von der Bohrung Innviertel 2 nach Gimpling und sodann in südliche Richtung bis in das Trattnachtal bei Geboltkirchen und hatte daher damals regionalgeologische Bedeutung. Auf Grund ihrer bemerkenswerten Ergebnisse wurde bei dieser Messperiode auch die Linie 34 bis Meggenhofen verlängert und dadurch der Anschluss an eine Tiefbohrung hergestellt.

Anfang Mai 1954 erfolgte eine weitere Übersiedlung nach Mattighofen, die notwendig war, weil bis in die erste Juniwoche eine Linie südlich des Kobernauber Waldes gemessen wurde, die aus dem Raum Frankenmarkt über Pöndorf bis Schneegattern verlief. Auf dieser waren durchaus anspruchsvolle Bohrverhältnisse gegeben, nämlich meistens Quarz-Kristallinschotter der Kohle führenden Süßwasserschichten, die beachtliche Bohrteufen erforderten.

Im Bereich der Gemeinde Pöndorf trat auch ein von WEINBERGER (1950) als Mindelmoräne eingestuftes Komplex auf, der wegen des Auftretens von Konglomeraten schwierig zu bohren war. Nachdem am 8. Juni 1954 die Messungen auf der Linie 60 bei Schneegattern beendet waren, übersiedelte der Trupp nach Feldbach.

Nach einer Messperiode in der Oststeiermark (Mai–Oktober 1954), die auch als Nachweis für die Tätigkeit in der Konzession Feldbach erforderlich war, kehrte der Trupp Mitte November 1954 wieder nach Oberösterreich zurück und nahm seinen Aufenthalt bis August 1955 wieder in Ostermiething.

Es wurden zunächst für die Klärung des regionalen Bauplans wichtige Messungen im Salzachbogen durchgeführt. Für die Erfassung der Bruchtektonik waren zunächst drei generell N–S verlaufende Linien wichtig. Die westlichste, ca. 11 km lange Linie verläuft aus der Gegend SW Burghausen bis nach Ostermiething. Die nächste, ca. 6 km weiter östlich verlaufende Linie beginnt im Uferbereich der Salzach-Innmündung und erstreckt sich bis in die Gegend nördlich Franking. Die nächste Linie schließt ca. 4,5 km weiter östlich an die Linie 11 an und erstreckt sich bis nach Geretsberg, bog dort nach SE ab und endete südlich Eggelsberg. Mit diesen Linien und einigen weiteren Ergänzungsprofilen konnte der generelle Abfall des Untergrundes vom Salzach-Inngebiet bis zu den Linien 12–13 im Osten in einem ersten Überblick erforscht werden. Damit war das Wissen über den Bauplan gegenüber dem Stand nach der Gravimetrie ganz beträchtlich erweitert worden. Im Raum Hochburg waren wegen der mächtigen glazialen Ablagerungen (Rissmoränen nach WEINBERGER, 1950) bis 100 m tiefe Schussbohrungen notwendig, was sich in einer geringeren Messleistung niederschlug. Es bestätigte sich auch in diesem Gebiet die Erkenntnis, dass zur Erzielung einer guten Reflexionsqualität die Durchteufung des Quartärs und das Schießen in den Tonen eine unbedingte Voraussetzung war. Beim Schießen in der Moräne war es auch mit größeren Ladungen nicht möglich, befriedigende Resultate zu erzielen. Mit den neuen Profilen wurden auch vermutete Strukturen S und W von Hochburg untersucht.

Des Weiteren wurde in den Sommermonaten 1955 eine Profilersie im weiteren Raum von Geretsberg gemessen, die maßgeblich für die Erstellung eines Bohrvorschlages für die Struktur Geretsberg war. Auch sonst stellten die Messungen in dieser Würm-Endmoränenlandschaft hohe Ansprüche an die fachliche Qualifikation des Messtrupps und vor allem des Registrierers. Das Erfreuliche an den schwierigen Begleitumständen bestand darin, dass genügend Zeit für die sorgfältige Ausarbeitung des Bohrvorschlags zur Verfügung stand, denn die Tiefbohrung wurde erst Ende Oktober 1956 begonnen und am 1. Februar 1957 – erfolglos – beendet. Die großen Quartärmächtigkeiten im Bereich der Würm-Endmoränen im Raum Geretsberg erforderten weithin tiefe Schussbohrungen bis 130 m Teufe. Im Raum von Eggelsberg–Moosdorf behinderten die tiefen Seetonbecken die seismischen Messungen enorm und waren für manche reflexionsleere Abschnitte verantwortlich. Für den regionalgeologischen Bauplan lieferte schließlich eine NE–SW bzw. N–S verlaufende Linie, die im Norden östlich Gundertshausen begann und bis Eggelsberg verlief und später bis zur Helvetikumgrenze SW vom Wachtberg verlängert wurde, wichtige Daten.

Im Raum westlich von Neukirchen ergaben sich erste Hinweise für eine antithetische Bruchstruktur, die in der Molasse der bevorzugte Öfallentyp war. Zur Stützung der Korrelation der seismischen Reflektoren der N–S Linien wurde daher ein längeres Profil mit ENE Trend gemessen, das außerdem in der Nähe der alten Tiefbohrung Eisenhub 1 verlief und deren geologische Interpretation erleichterte.

Diese von Ostermiething durchgeführte Messperiode war auf Grund der geologischen Gegebenheiten teilweise mit mäßigen Fortschritten verbunden. Diese Entwicklung war für die Auswertung beim Trupp insofern ein Vorteil, da dadurch die großen Datenmengen, die bei den vorangegangenen Messungen in der Oststeiermark angefallen waren, ohne zu großen Stress ausgewertet werden konnten.

Im Jahr 1955 kamen im Zusammenhang mit dem Staatsvertrag auch Fragen der Entschädigung für die alten Konzessionen im Wiener Becken in die Diskussion, wobei die RAG anstelle der Forschungsaufträge Konzessionen in Oberösterreich und Salzburg erhielt. Damit war der Weg frei für eine intensiviertere Exploration auch durch Tiefbohrungen. Die Geophysik stand daher vor der Aufgabe, laufend Bohrvorschläge für zwei Tiefbohraggregate bereitzustellen.

Mit der Entscheidung, in Puchkirchen die erste Tiefbohrung bis in das Kristallin abzuteufen, wobei als Alternative eine Struktur bei Redl-Zipf zur Diskussion stand, ergab sich folgerichtig die Notwendigkeit, das Gebiet nördlich der Vöckla bis Vöcklabruck im Osten und Ungenach im Norden detaillierter zu untersuchen. Der Trupp übersiedelte wegen der kürzeren Anfahrtswege Anfang August 1955 nach Attnang-Puchheim, von wo aus bis November 1955 das Gebiet südlich des Hausruck und nördlich der Vöckla, in dem bereits die Struktur Puchkirchen ausgearbeitet worden war, detaillierter untersucht wurde. Dazu wurden die Linien 81–86 und 88–92 gemessen. Vom geophysikalischen Standpunkt aus brachte diese Messserie insofern interessante Ergebnisse, als damit drei Strukturen, nämlich Redl-Zipf, Mühlleiten und Wegscheid (3 km nördlich von Vöcklabruck) bohrreif gemacht werden konnten. Eine Linie 87 konnte als Ergänzung der Übersichtsmessungen südlich Vöcklabruck und Attnang-Puchheim betrachtet werden. Dieses Profil verlief beginnend im Agertal bei Schwanenstadt zur Dürren Aurach und endete im Flysch ca. 2 km südlich von Aurach. Dieses Messprogramm brachte auch weitere Erkenntnisse über die Verbreitung und den Bau der mesozoischen Schichten, vor allem der Oberkreide und den Verlauf von älteren prätertiären Störungen.

Weitere Untersuchungen im westlichen und südwestlichen Abschnitt der Molasse (November 1955–August 1957)

Nach Abschluss der Untersuchungen im Raum Vöcklabruck übersiedelte der Trupp Ende November 1955 in das Winterquartier nach Mattighofen. Mit dem Einsatz der beiden Tiefbohranlagen war die Seismik vor die Aufgabe gestellt, laufend geeignete Bohrvorschläge zu erarbeiten und zur Genehmigung einzureichen, so dass keine Unterbrechung der Bohrtätigkeit entstand. In diesen Zeitabschnitt fällt mit der Beendigung der Tiefbohrung Puchkirchen 1 (P1) der erste wirtschaftliche Ölfund in der Molasse. Mit dem Aufschluss des Ölfeldes Puchkirchen war die

Hoffnung verbunden, dass der Druck auf die Seismik zur raschen Bereitstellung von Bohrvorschlägen vermindert wäre. Vom Standort Mattighofen aus wurden die Messungen im Dezember 1955 zur detaillierten Untersuchung der beiden antithetischen Bruchstrukturen Neukirchen (südlich von Ranshofen) und Treubach fortgesetzt. Es wurde dabei zunächst im Westteil der Struktur Neukirchen mit der Messung begonnen und je nach den Schnee- und Zufahrtsverhältnissen in andere Gebiete gewechselt. Bei den beiden Brüchen handelte es sich um den klassischen Typ von Antithetern, deren Verlauf wegen der guten Reflexionsqualität genau festgelegt werden konnte. Zu klären war anfangs die Frage, ob es sich um ein einziges Bruchsystem oder um zwei getrennte Brüche handelt.

Die Feldarbeiten waren im Winter 1956 durch die extrem tiefen Temperaturen (wochenlang minus 20° C im Februar 1956) beträchtlich erschwert. Die Linie 94 war insofern eine Besonderheit, als diese weiter im Süden bei Schalchen beginnend, über Munderfing–Lengau bis zur Westbahn nördlich von Steindorf verlief. Der Südabschnitt war wiederum für den Bauplan an der Flyschüberschiebung wichtig. Im Nordteil dieser Linie konnten bedeutsame antithetische Brüche aufgefunden werden.

Am 19. April 1956 wurde bei der Tiefbohrung Puchkirchen 1 eine Geophonversenkung durchgeführt. Im Mai 1956 wurden die Linien 101 und 102 zur Abgrenzung der Strukturen Neukirchen und Treubach gemessen. Messtechnisch wurde dabei so vorgegangen, dass über den beiden Hauptbrüchen zehn kürzere Linien gemessen wurden, um den genauen Verlauf der Störungen und die strukturellen Verhältnisse auf den südlich gelegenen Hochschollen zu erkunden. An diesen beiden antithetischen Brüchen konnten die von Beugungswellen verursachten Probleme eingehend studiert werden (Abb. 8). Die Feldarbeiten nahmen fast die ganzen Monate Juni und Juli 1956 in Anspruch.

Die Linien im Raum Neukirchen verliefen größtenteils im Bereich einer Hochterrasse, teilweise auch im Deckenschotter, jedenfalls im Bereich einfacher quartärgeologischer Verhältnisse. Den Linien östlich der Mattig im Raum von Treubach–Roßbach lagen komplexere Oberflächenverhältnisse zugrunde, wobei die Schussbohrungen bis in den Braunauer Schlier und die Treubacher Sande gingen und generell tiefer waren als im Westen. Auf die beiden,

eine gewisse mehr als 40 km lange Bruchkulisse bildenden Strukturen Neukirchen und Treubach wurden große Hoffnungen gesetzt, da sie im Falle einer Fündigkeit Raum für zahlreiche Produktionsbohrungen gehabt hätten. Die als nichtfündig erfolgte Beendigung von Treubach 1 am 6. Juli 1957 und von Neukirchen 1 am 6. November 1957 war daher eine große Enttäuschung, zumal auch die Bohrung Puchkirchen 2 im Jänner 1957 nicht fündig war. Für die Geophysik bedeutete dies eine Intensivierung der Anstrengungen im Hinblick auf weitere Bohrprojekte.

Als nächstes Projekt wurde die weiter südlich im Kobernaußer Wald gelegene, ebenfalls an einen antithetischen Verwurf gebundene Struktur Sankt Johann vermessen, deren Hauptbruch bereits früher, nämlich bei der Linie 50, aufgefunden worden war. Die gute Reflexionsqualität in den tiefen Reflektoren gestattete es auch, ein interessantes seismisches Phänomen, nämlich reflektierte Refraktionen, nachzuweisen. Neben der Linie 50 waren es mehrere kürzere Linien, die genügten, um einen Bohrvorschlag zu machen. Es wurden jedoch auch Linien gemessen, die primär der Verdichtung des Messnetzes außerhalb von bekannten Strukturen dienten. Eine von Polling im Norden über Mettmach, Frauschereck verlaufende und bei Schneegattern endende Linie 99 nahm wegen ihrer Länge und den wertvollen Ergebnissen eine Sonderstellung ein. Dieses Profil wurde in mehreren Etappen von März bis Oktober 1956 gemessen und war auch wegen der Nachbarschaft zu den Strukturen Steindlberg und Kohleck von Nutzen. Dadurch waren auch die beispielsweise bei Frauschereck 150 m tiefen Schussbohrungen zu rechtfertigen. Aber auch frühere Messungen wurden verlängert. So wurde im September 1956 die Linie 52 von Feldkirchen nach SW bis Oberndorf verlängert und erforderte wegen der mächtigen Quartärsedimente bis 100 m tiefe Schussbohrungen, wobei die Seetone besonders störend waren.

Besonders hinzuweisen ist auch auf die Linie 94, die 3 km nördlich Mattighofen beginnt, in das Schwemmbachtal einschwenkt und unweit der Westbahn bei Steindorf endet. Dieses Profil quert den gegen Strasswalchen zu schmaler werdenden Streifen Helvetikum und verläuft am südlichen Ende noch ca. 1 km im Flysch. Hinzuzuweisen ist auch auf die mehr als 18 km lange, mit NNE–SSW Trend von Pfaffstätt bis in die Gegend SW von Obertrum verlaufende Linie 111, die von Ende November 1956 bis Mitte Jänner 1957 gemessen wurde. Dieses Profil ist deshalb so

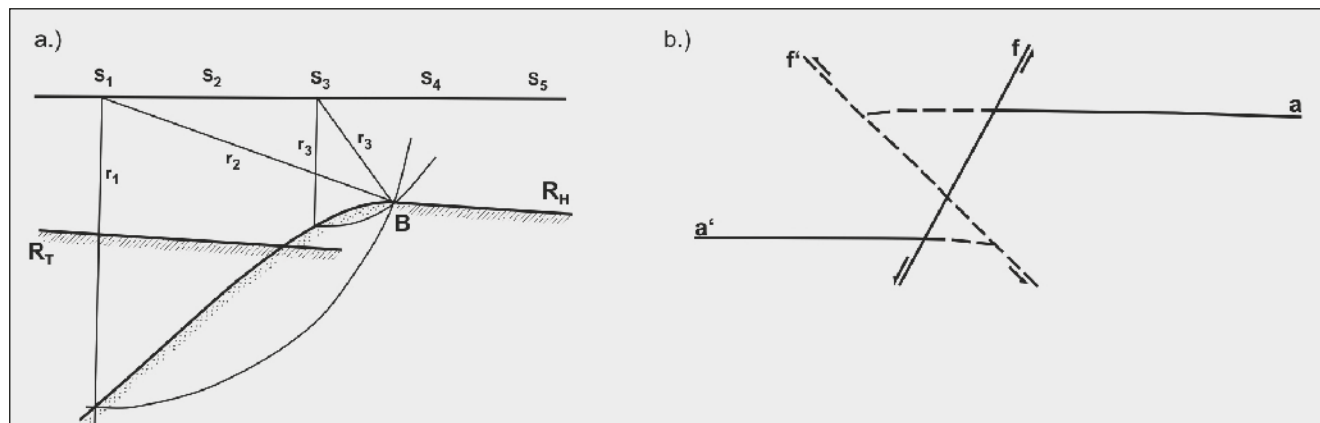


Abb. 8. Beugungswellen an einem Bruch: a.) Strahlenverlauf (KUNZ, 1966: 186, Abb. 3); b.) Fehlinterpretation (strichliert) und richtige Interpretation (durchgezogen) eines Bruches unter Berücksichtigung des Ansatzpunktes der Beugungswelle.

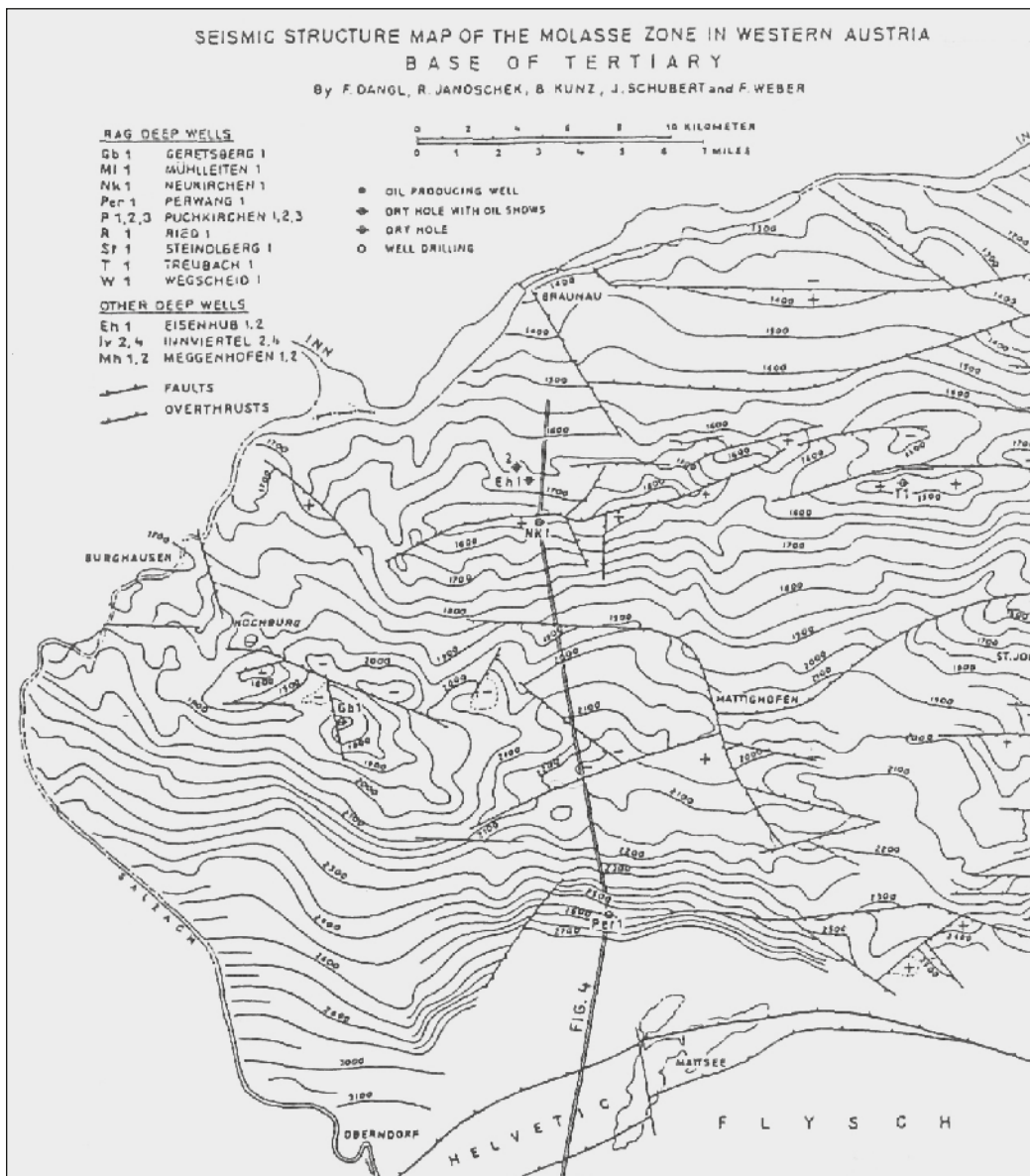


Abb. 9.
 Seismische Strukturkarte der Tertiärbasis der westlichen Molasse (Ausschnitt aus JANOSCHEK, 1959: 856, Fig. 5).

wichtig, da es die 3 km breite Helvetikumzone zur Gänze durchquert und im Flysch endet.

Im Allgemeinen war das Winterprogramm 1956/1957 logistisch optimiert und es wurden weitere von Mattighofen mit ökonomischem Aufwand erreichbare Linien gemessen. Unterbrochen wurde die Messserie durch eine im Jänner 1957 bei der Tiefbohrung Puchkirchen 2 durchgeführte Geophonversenkung.

Die Linie 112 kann ebenfalls noch zu den regionalen Profilen gezählt werden, da sie mit WNW-ESE Verlauf sich von Gundertshausen bis südlich Munderfing erstreckt. Eine natürliche Fortsetzung nach SE stellt die Linie 113 dar, die südlich Höring abzweigt und beim Niedertrumer See endet. Diese Linien wurden ebenfalls im Jänner bis Februar 1957 gemessen.

Insgesamt war der seismische Trupp 17 Monate in Mattighofen gewesen, was einen gewissen Rekord hinsichtlich eines Standorts darstellte. Durch das Vorhandensein des im Ort gut integrierten Lagers und der Werkstätte waren alle auftretenden technischen Probleme unschwer zu lösen und auch die regelmäßigen Kontakte zur Geologie in Salzburg waren ein durchaus geschätzter Vorteil. Die im-

mer länger werdenden Anfahrtswege erforderten jedoch einen Standortwechsel. In der letzten Aprilwoche 1957 übersiedelte der Trupp nach Oberndorf an der Salzach, wo der Trupp seinen Standort von April bis Juli 1957 hatte.

Die Linien 114–123 und die Verlängerung der Linie 77 wurden von Oberndorf aus gemessen. Ziel dieser Arbeiten war hauptsächlich die detaillierte Vermessung einer nördlich der Molasse-Helvetikum-Grenze sich erstreckenden größeren Struktur, von der anzunehmen war, dass diese einen komplizierten Bauplan aufwies, mit dem erdölgeologisches Neuland betreten wurde. Hier muss des Weitblickes von Lewis R. Tucker bei der Interpretation gedacht werden, der bereits bei der Auswertung der Linie 13 zum Schluss kam, dass im Oichtental ein Schuppenbau mit steil südfallenden Elementen vorliegt und diese Erkenntnis mit großer Hartnäckigkeit gegen alle geologischen Einwände vertrat. Der fehlerhafte Denkansatz bestand damals im Jahr 1952 darin, dass diese Schuppenstruktur, für die es im höheren Teil der Molasse keinerlei Hinweise gab, mit der Helvetikumüberschiebung in Zusammenhang gebracht wurde, deren Verlauf durch geologische Kartierung und Counterflush-Bohrungen genau bekannt war. Eine endgültige Klärung des Sachverhaltes brachte erst die Tiefbohrung

Perwang 1, 1a. Von Oberndorf aus wurde das Messnetz so verdichtet, dass ein vertretbarer Bohrvorschlag erarbeitet werden konnte.

Durch die zahlreichen Seetonvorkommen war es in diesem Messgebiet schwierig, kontinuierliche Daten guter Qualität zu erhalten, so dass Auswertung und Interpretation mit gewissen Unsicherheiten behaftet waren. Eine andere Erschwernis bei den Feldarbeiten bildete eine im Juni 1957 auftretende Hitzeperiode mit Temperaturen bis 37° C, weshalb geraume Zeit der Arbeitsbeginn auf die frühen Morgenstunden verlegt werden musste. Mitte Juni 1957 fand eine Geophonversenkung bei der Tiefbohrung Treubach 1 statt, aus welchem Anlass eine 202 m tiefe Aufzeitbohrung SB 4590 gebohrt wurde.

Den Schwerpunkt der Aktivitäten im Raum Perwang bildete die Messung und Auswertung für eine Tiefbohrung, die neben dem ölgeologischen Aspekt einen möglichst großen Informationsgewinn bezüglich der komplexen, bisher unbekanntem Struktur bringen sollte. Messung, Auswertung und Konstruktion der Strukturkarten standen unter großem Druck, da die Resultate von unterschiedlicher Qualität waren und der Interpretation nicht unerheblichen Spielraum ließen. Rückblickend kann gesagt werden, dass bei diesem Projekt die Analogseismik in einem nicht nur messtechnisch schwierigen Gebiet bis an die Grenzen der Möglichkeiten eingesetzt war. Den Abschluss der von Oberndorf aus durchgeführten Messungen bildete die von Herating nach Süden verlaufende Linie 123, die im Juli 1957 eine gewisse Lücke im Messnetz der westlichen Molasse schloss.

Ende dieses Monats erfolgte auch eine Geophonversenkung bei der Tiefbohrung Mühlleiten. Hierbei wurde auch eine 193 m tiefe Schussbohrung abgeteuft, welche die Kenntnisse über die Geologie und Geschwindigkeitsverhältnisse der miozänen Schichten erweiterte. Anfang August 1957 übersiedelte der Trupp in die Oststeiermark, wo bis Ende Oktober Messungen in der Konzession Feldbach ausgeführt wurden.

Ein namhafter Journalist der damaligen Zeit, der eine Reportage über die Erdölexploration in der Molasse brachte und dabei den seismischen Trupp und die Tiefbohrung besucht hatte, schrieb diese unter dem Titel „P 1 antwortet nicht“. Tatsächlich brachte die Tiefbohrung P 1, die bis in das Kristallin der Böhmisches Masse abgeteuft worden war, wichtige Erkenntnisse für Reflexionsseismik und Geologie. Wenn man von den zu geringen Tiefen der tertiären und mesozoischen Schichten bei der Tiefenberechnung mit der verwendeten Zeit-Tiefenfunktion ZT 1 absieht, hat die Reflexionsseismik die Stratigraphie und die Lagerungsverhältnisse im Allgemeinen richtig dargestellt. Das Fehlen der Oberkreide war aus den entsprechenden Profilen abzuleiten, ebenso die Lage des Kristallins. Die Lagerung des Öl führenden Eozäns direkt auf Malmkalken führte zu Spekulationen über die Lagerstättenbildung und zum Vergleich mit der Molasse in Bayern (LEMCKE & TUNN, 1956). Für die Geologie ergaben sich wichtige Fortschritte, z.B. durch die Untergliederung des Aquitans in vier Stufen.

Der Umstand, dass mit der Aufschlussbohrung Puchkirchen 1 bereits der erste Tiefenaufschluss der RAG ein Erfolg war, löste großen Optimismus bezüglich der Chancen der Erdölexploration in der Molasse aus. Während

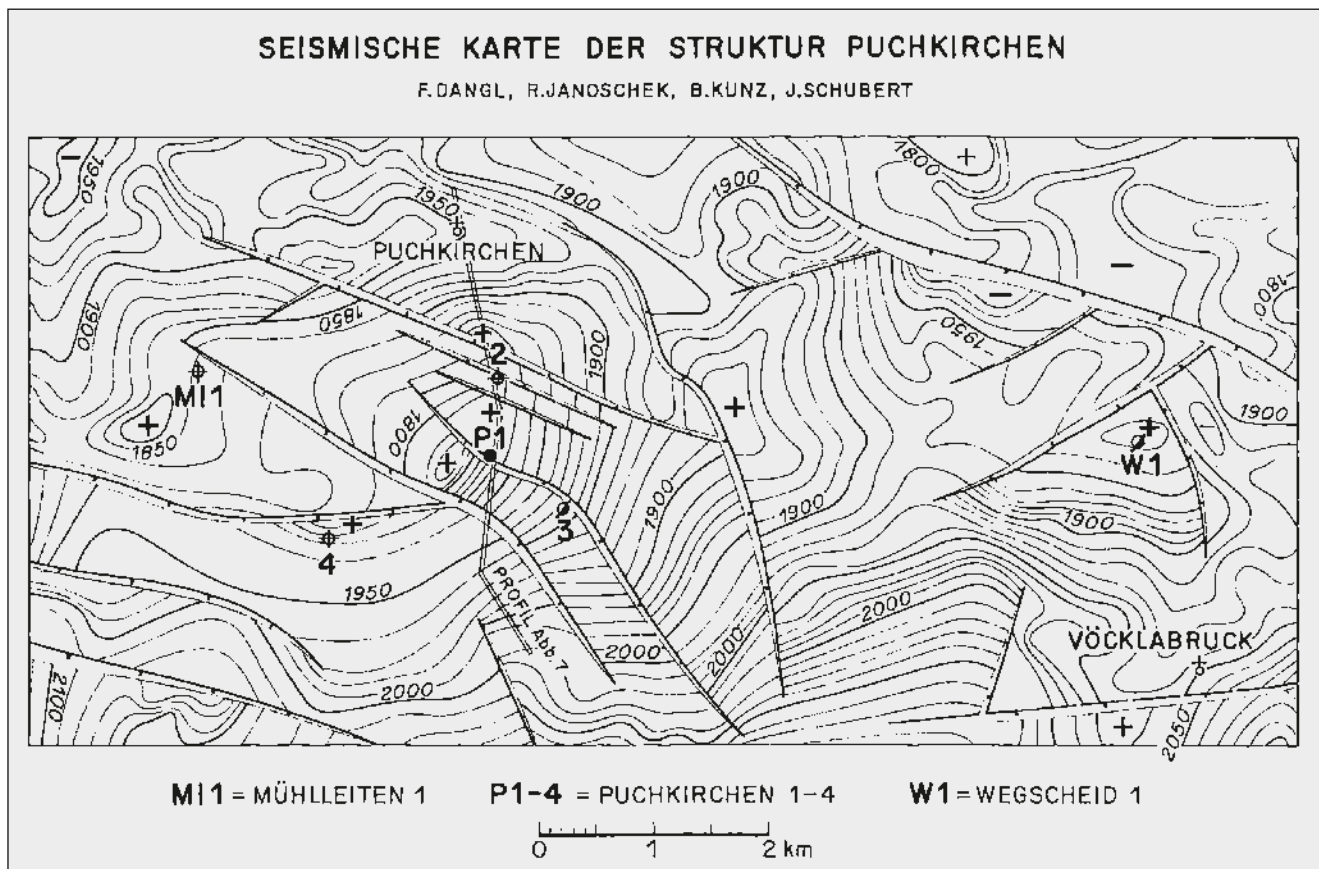


Abb. 10. Seismische Karte der Struktur Puchkirchen-Wegscheid (JANOSCHEK, 1961: 170, Abb. 6).

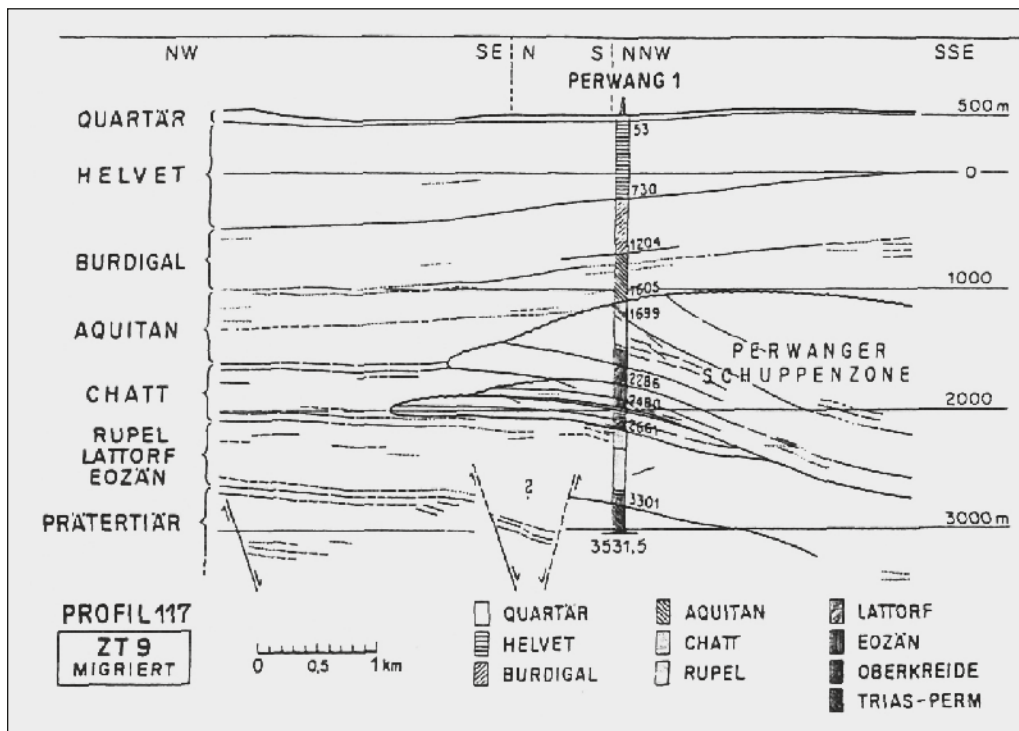


Abb. 11. Profilschnitt durch die Struktur Perwang (ABERER, 1962: 277, Abb. 6).

die Geophysik bisher in der Programmgestaltung und der sonstigen Arbeiten relativ autonom agierte, war nun das Interesse der Muttergesellschaften an Österreich augenscheinlich größer. Allerdings trat bald Ernüchterung ein, da sich die weiteren Tiefbohrungen in den Jahren 1956 und Anfang 1957 als Fehlbohrungen herausstellten und somit hoffnungsvolle Strukturen entwertet waren. Es waren dies (in Klammer mit dem Jahr der Beendigung):

- Bad Hall 1 (Juli 1956).
- Puchkirchen 2 (Jänner 1957).
- Geretsberg 1 (Februar 1957).

Es hatte den Anschein, dass der Abfall der Tertiärbasis südlich von Geretsberg bis mindestens Oberndorf weitgehend bruchlos erfolgt und somit keine aussichtsreichen Strukturen zu erwarten waren (Abb. 9).

Durch den Misserfolg der Tiefbohrung Mühlleiten 1 im Juli 1957 war auch die Bedeutung der Hochzonen im südlichen Zentralraum geschmälert und es wurde die geplante Lokation Redl-Zipf zurückgestellt.

Einen weiteren Rückschlag bildete auch die Erfolglosigkeit der Bohrung Treubach 1 im Juli 1957, da auf diese in der Seismik optimal ausgebildete antithetische Bruchstruktur große Hoffnungen gesetzt worden waren. Es zeigte sich damit, dass ein Antitheter bedeutender Sprunghöhe und eine eindeutige Closure der Struktur keineswegs ausreichend waren, um eine Ölführung zu garantieren. Damit war der bei den Geophysikern so beliebte Öfallentyp in seiner erdölgeologischen Bedeutung deutlich geschmälert. Als sich im November 1957 die Tiefbohrung Neukirchen 1 als Fehlbohrung herausstellte, war der nordwestliche Abschnitt der Konzession Salzburg-Braunau in Bezug auf Erdölhoffigkeit stark betroffen. In diese Serie von Misserfolgen reihte sich dann Ende Dezember 1957 die Tiefbohrung Wegscheid 1 bei Vöcklabruck ein, die zwar Ölsuren zeigte, aber bald abzementiert werden musste (Abb. 10).

Die in der zweiten Jahreshälfte 1957 mit viel Mühe erarbeitete Lokation Perwang 1 war von großer geologischer

Bedeutung. Mit über 3.500 m Endteufe war sie die tiefste Bohrung in der Molassezone und wies auch einen neuen Strukturtyp nach, nämlich einen präaquitänen Schuppenbau. Es war ersichtlich, dass die Reflexionsseismik vor allem die südfallenden Reflektoren und Strukturelemente zufriedenstellend nachweisen konnte. Eine Unterscheidung der einzelnen Schuppen war jedoch mittels Analogseismik nicht möglich (Abb. 11).

Eine Erleichterung brachte erst die Bohrung Steindlberg 1 im Juli 1958, die ein kleines Ölfeld erschloss, während die ein Jahr später abgeteuft Bohrung Lohnsburg, die strukturell eng mit Steindlberg verbunden war, sich als Fehlbohrung erwies.

Die damalige Serie von Misserfolgen in einem neuen Konzessionsgebiet ist ein Beweis dafür, dass in der Molassezone, ebenso wie vorher im Wiener Becken, in der Erdölexploration große Ausdauer und Durchhaltevermögen unerlässlich sind. Für die Geophysiker und Erdölgeologen war diese Periode mit einem verstärkten Druck verbunden, erfolgversprechende Bohrvorschläge in allen Tiefenbereichen auszuarbeiten.

Weitere Aktivitäten im Inn- und Hausruck-Traunviertel (Oktober 1957–Juli 1959)

Zunächst dürfte eine Zwischenbilanz über die Erdölexploration nach den Bohrungen Puchkirchen 1 und 2, Bad Hall 1 und Geretsberg 1 (April 1956 bis Februar 1957) nützlich sein. Da die Aufschlussstätigkeit im westlichen Abschnitt der Molassezone erdölgeologisch keine Erfolge brachte und der Hauptreflektor an der Tertiärbasis keine erfolgversprechenden Strukturen erkennen ließ, wurden weitere Messungen in diesem Gebiet vorläufig zurückgestellt. Der allmählich eingetretene Mangel an Bohrlokalationen verlangte rasche Entscheidungen hinsichtlich der weiteren Suche. Trotzdem musste Anfang August eine Messerie in der Oststeiermark eingeschoben werden, die

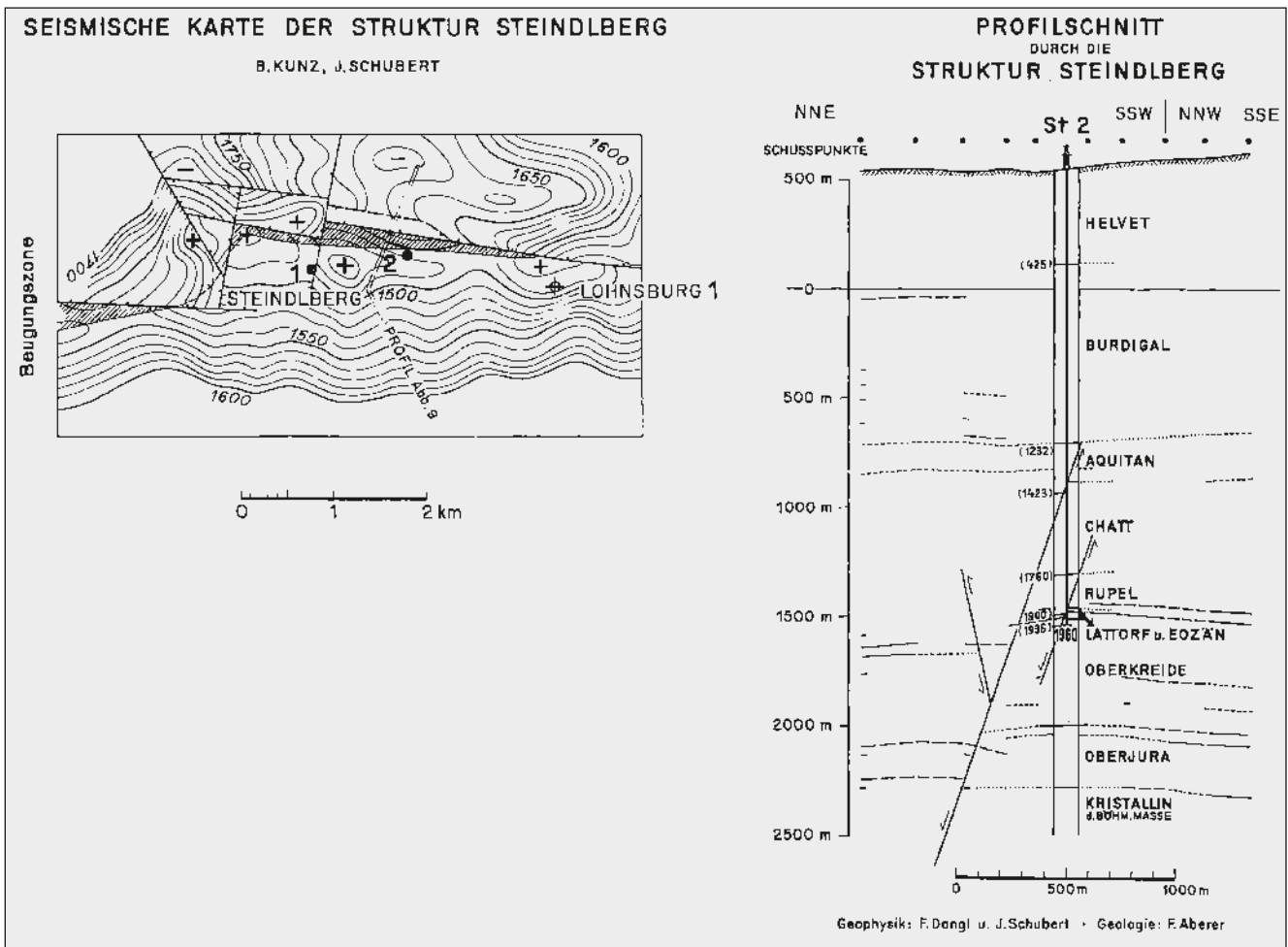


Abb. 12.
Struktur Steindlberg: a.) Seismische Karte; b.) Profilschnitt (JANOSCHEK, 1961: 171, Abb. 8 [a] und Abb. 9 [b]).

wegen der Notwendigkeit der gleichzeitigen Auswertung der Messungen in der Molasse alle verfügbaren Kräfte voll in Anspruch nahm. Ende Oktober 1957 wurde die Messstätigkeit in der Konzession Feldbach vorläufig beendet und es erfolgte die Übersiedlung des Trupps nach Ried/Innkreis, wo die Volksfesthallen wie in früheren Jahren zur Verfügung standen.

Auf Grund der bisherigen Erfahrungen war anzunehmen, dass das nördliche Innviertel und das Gebiet nördlich von Hausruck-Kobernauber Wald gute Voraussetzungen für eine zügige reflexionsseismische Vermessung bietet, während in den höher gelegenen Waldgebieten wegen der großen Schottermächtigkeit und der schwierigen Topografie mit mäßigem Arbeitsfortschritt zu rechnen war. Eine gewisse zeitliche Verknüpfung von zwei unterschiedlichen Messgebieten sollte daher, wo immer dies möglich war, zu einer ausgeglicheneren statistischen Leistungsbilanz führen. Auch verlangte die Forderung nach Lokationen für zwei Tiefbohrgeräte eine größere Mobilität und einen häufigeren Standortwechsel.

Für das Arbeiten in den gegenständlichen Messgebieten war wichtig, dass bereits bei den bisherigen Profilen antithetische Brüche mit größerer Sprunghöhe nachgewiesen worden waren. Es musste daher noch der Nachweis des Vorhandenseins einer Closure erbracht werden, um eine mögliche Struktur zu ergeben und einen Bohrvorschlag zu rechtfertigen.

Längere Profile in bisher weniger dicht vermessenen Gebieten sind die Linien 124, 125 und 129. Erstere verlief von Ried bis nach Lohnsburg und wurde später noch zur Struktur Kohleck hin verbunden. Die Linie 125 führte von Kemating bei Lohnsburg in NW Richtung zum Anschluss an die Linie 9, erstreckt sich zur Gänze auf der Tiefscholle des Rieder Abbruchs und ergänzte die bisherigen Messungen in diesem Gebiet. Die Linie 129 war als Verbindungsprofil damals besonders wichtig, denn sie führte von Tumeltsham über die Struktur Ried nach Hohenzell, bog in eine südliche Richtung ein und verlief bei Eberschwang über den Hausruck bis Ampflwang.

Die aus mehreren Teilstücken bestehende Linie 126 sollte den komplizierten Verlauf des antithetischen Bruchs im Raum Steindlberg-Waldzell klären. Für die Klärung der strukturellen Verhältnisse war eines der dichtesten Messnetze der Molasse erforderlich. Vor allem der nördliche Abfall der Struktur Steindlberg war wegen des weit verbreiteten Auftretens von kräftigen Beugungswellen mit Unsicherheiten behaftet (Abb. 12).

Weitere vier Linien sind als Detailmessungen zur Abgrenzung der Struktur Ried angelegt worden. Eine weitere Linie sollte zur Klärung der strukturellen Verhältnisse des Raums östlich von Ried bis in das Trattnachal beitragen. Der Raum von Andrichsfurt wurde ebenfalls dichter vermessen, da sich kleinere Brüche abzeichneten, die eventuell interessante Strukturen ergeben hätten können. Eine

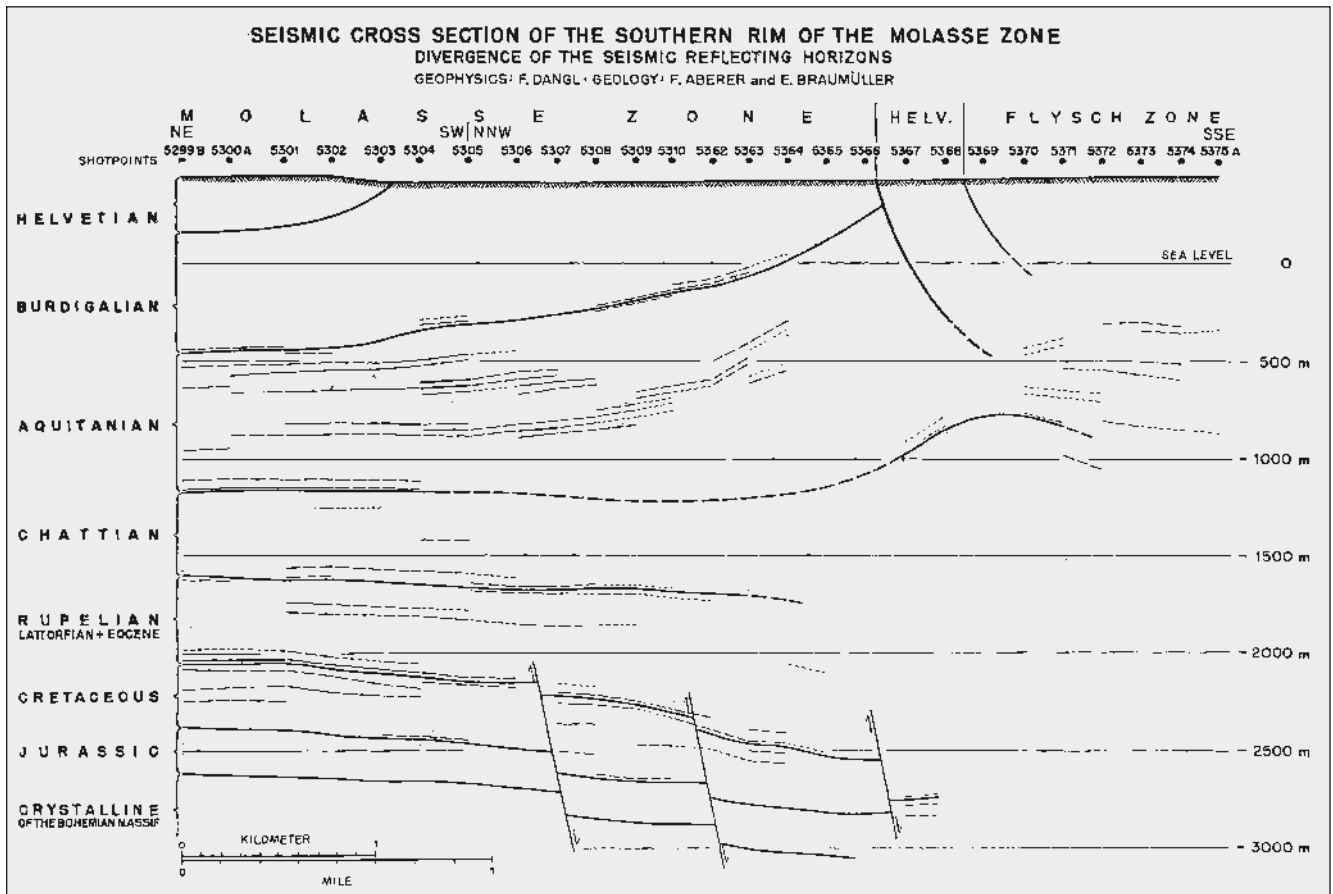


Abb. 13.
 Profil über den Südrand von Molasse, Helvetikum und Flysch (JANOSCHEK, 1959: 857, Fig. 6).

Linie, beginnend an der Konzessionsgrenze im Norden, verfolgte den Zweck, den Abfall des Untergrundes südlich von Riedau zu untersuchen. Eine andere Linie erstreckte sich mit ähnlicher Zielsetzung von Grieskirchen in WSW Richtung.

Mitte März 1958 erfolgte die Übersiedlung zum neuen Standort Attnang-Puchheim, von wo aus ein sehr diversifiziertes und anspruchsvolles Messprogramm von Übersichts- und Detailmessungen zur Ausführung gelangte. Die Messungen wurden mit der Linie 144 südlich Schwanenstadt begonnen, die über Steyermühl bis vor Gmunden verlief. Da diese Linie einen Streifen Nordhelvetikum durchquerte und in der nördlichen, quartärbedeckten Flyschzone endete, war sie von besonderem geologischem Interesse. Die bis 120 m mächtige Mindel-Endmoräne war mit erheblichen Schwierigkeiten beim Bohren und Registrieren verbunden. Die Linie 146 begann ebenfalls südöstlich von Schwanenstadt, verlief bis nördlich Aurachkirchen in SSW Richtung, um sodann, dem Fluss folgend, bei Neukirchen zu enden. Dieses Profil war nicht nur wegen der Informationen über den Südrand der Molasse wichtig, sondern auch durch den Umstand, dass die Flyschzone zur Gänze bis zum Nordrand der Kalkalpen durchquert wurde. Für die Methodik der Datengewinnung in der Flyschzone war diese Linie von großer Bedeutung. Geologen und Geophysiker interessierten sich auch besonders dafür, ob, wie weit und mit welcher Struktur sich Molasse und autochthones Mesozoikum unter der Flyschzone nachweisen lassen (Abb. 13).

Eine dazwischen liegende, an einem Verbindungsprofil angeschlossene Linie 149 war wesentlich kürzer und endete zwischen Gmunden und Pinsdorf. Mit diesen Untersuchungen wurde sowohl bezüglich reflexionsseismischer Registrierung, als auch Interpretation weitgehend Neuland betreten und wichtige Erkenntnisse über den Bau der Flyschzone erworben.

In dieser Messperiode wurden auch ältere Linien weiter nach Süden bis an den Flyschrand und in die Flyschzone hinein verlängert, so die Linien 4, 22 und 87. Damit war ein erster Überblick über die strukturellen Verhältnisse des südlichen Randbereichs der Molasse zwischen Traun und Dürrer Ager geschaffen. Die Linie 148 verlief im Agerstal und endete südöstlich von Schörfling ebenfalls in der Flyschzone. Im Norden war sie über den Südtail der Linie 32 an die Struktur Puchkirchen angeschlossen.

Einige Male mussten auf Grund der Ergebnisse der Auswertung Ergänzungen bei bereits bekannten Strukturen vorgenommen werden, um deren Bohrreife zu untermauern. So musste bei der Struktur Steindlberg-Lohsburg eine Reihe von kurzen Profilen gemessen werden, da sich zeigte, dass der antithetische Bruch einen wesentlich komplizierteren Verlauf besitzt als ursprünglich angenommen wurde. Zwei von Gaspoltshofen bis Attnang verlaufende Linien dienten dazu, eine gewisse Lücke im Messnetz nördlich von Attnang zu füllen.

Anfang Jänner 1959 war auch in der Oststeiermark die wichtige Aufschlussbohrung Übersbach 1 bei Fürstenfeld beendet worden, so dass am 13. Jänner 1959 eine

Geophonversenkung durchgeführt werden konnte. Leider brachte die Bohrung außer geringen Öls Spuren kein positives Resultat, was den Optimismus hinsichtlich der Erwartungen in der oststeirischen Konzession dämpfte.

Nochmals in das Innviertel: Ried–Mattighofen–Ried (Februar 1959–Juni 1960)

Mitte Februar 1959 übersiedelte der Trupp wiederum nach Ried und begann die Messungen mit der Verlängerung einer Linie nach Utzenaich. Weitere Ergänzungen folgten, was zur Folge hatte, dass sich im Raum Utzenaich eine zwar kleine, aber durchaus interessante Struktur abzeichnete. Diese lag eindeutig auf der Hochscholle des großen präeozänen Rieder Abbruchs und ließ auch erkennen, dass nur ein geringmächtiges Mesozoikum vorhanden sein kann.

Der Raum Obernberg bildete ein noch weitgehend unerschlossenes Gebiet und war daher als Messgebiet ins Auge zu fassen. Es wurde daher die wichtige, längere Linie 164 gemessen, die nach Süden bis Kirchheim reichte. Weitere Linien sollten das Gebiet westlich von Auroldmünster–St. Martin klären. Eine weitere wurde hauptsächlich zwecks Anschluss an die Linie 9 im Süden gemessen.

Ab dem Frühjahr 1959 war das Messprogramm durch eine größere geografische Diversität gekennzeichnet. Der Grund dafür lag darin, dass die Tiefbohrung Ried 1 erfolgreich war, wodurch eine echte Trendwende eingeleitet wurde und somit weitere Messungen zur genaueren Abgrenzung der Struktur erforderlich waren. Tatsächlich wurden im Jahr 1959 noch die Bohrungen Ried 2 bis Ried 5 abgeteufelt. Der Aufschluss des Ölfeldes Ried mit seinen oftmals weniger als einen Kilometer voneinander entfernten Tiefbohrungen brachte auch für die Auswertung und Interpretation neue Erkenntnisse. Die Strukturkarte des Hauptreflektors der Tertiärbasis zeigte mit Zunahme der Messdichte ein immer unregelmäßigeres Bild der Linienführung. Dieses war eine Folge des Umstandes, dass der Ursprung der Tiefenberechnung der Schusspunkt war und laterale Änderungen der Durchschnittsgeschwindigkeiten nicht berücksichtigt wurden. Unsere deutschen Kollegen bezeichneten die Linienführung scherzhafterweise auch als „Salzburger Barock“. Die auf den geologischen Daten beruhende Strukturkarte „Top Eozän“ zeigte dagegen einen wesentlich glatteren Verlauf und bestätigte unsere Vermutungen über die Ursachen der unregelmäßigen Linienführung des seismischen Horizontes. Außerdem ist der Top der Struktur bei der Seismik gegen NW verschoben (Abb. 14).

Bei der im Jahr 1958 getesteten Struktur Steindlberg waren noch Fragen offen, die Ergänzungen verlangten. Diese erstreckten sich auch auf die Fortsetzung nach Osten in den Raum Waldzell hinein. Die genannten Gebiete sind durch ein dichteres Messnetz kurzer Linien geprägt.

Im Juni 1959 wurde bei der Tiefbohrung Steindlberg 2 und im August 1959 bei der – erfolglosen – Tiefbohrung Lohnsburg 1 jeweils eine Geophonversenkung durchgeführt. Schließlich wurden auch im Gebiet südlich von Obernberg, im Bereich der Gemeinden Senftenbach, Weilbach, Mehrnbach, Eitzing und Mörschwang im Innviertel einige ergänzende Profile gemessen.

Bei Pramet–Pattigham wurde im Mai/Juni 1959 eine Struktur gefunden, die im selben Jahr durch eine allerdings tro-

cken gebliebene Tiefbohrung getestet wurde. Die einzige längere Linie geht von der südlichen Flanke der Struktur Ried nach Süden über die Tiefbohrung Pattigham 1 hinweg und endet vor dem Anstieg zum Hausruck. Ende Juni 1959 wurde mit der wichtigen Verlängerung der Linie 124 nach Süden begonnen, wodurch die Strukturen Lohnsburg und Kohleck verbunden wurden.

Im Juni 1959 wurde auch der Raum zwischen der Struktur Ried und Lohnsburg–Pattigham verdichtet. Schließlich waren im Juni 1959 im Gebiet von Auroldmünster–Andrichsfurt kleinere Ergänzungen notwendig. Bei der Tiefbohrung Steindlberg 2 wurde am 23. Juni eine Geophonversenkung ausgeführt.

Diese Messserie erforderte große Flexibilität in der Planung, Messung und Auswertung. Denn daneben mussten auch noch parallel frühere Messserien reinterpretiert werden, so war beispielsweise im Sommer 1959 die Tiefbohrung Puchkirchen 4 beendet worden, womit der Aufschluss bei dieser komplexen Struktur vorläufig beendet war.

Im Juli 1959 übersiedelte der Trupp zum gut eingeführten Standort Mattighofen, wo die Büros kurzfristig in einem Einfamilienhaus nahe dem Lagerplatz eingerichtet werden konnten. Im westlichen Kobernauber Wald wurden die Linien 194, 195 und 196 gemessen. Dieses Gebiet war wegen der Topografie durchaus anspruchsvoll. Weiters wurde die Linie 55 von der Winterklause nach Norden zur Struktur Kohleck verlängert. Zu erwähnen ist, dass in dem rauen Gelände beim Frauschereck 150–175 m tiefe Schussbohrungen zur Durchörterung der Quarz-Kristallinschotter der Kohle führenden Süßwasserschichten notwendig waren, was mit erheblich geringeren Messleistungen verbunden war.

Am 24. August 1959 wurde bei der Tiefbohrung Lohnsburg 1, die zwar in der östlichen Fortsetzung des Ölfeldes Steindlberg gelegen, aber trocken war, eine Geophonversenkung gemessen. Ende August besuchte auch unser US-Referent Lewis R. Tucker den Trupp, wobei seine alte Verbundenheit deutlich zum Ausdruck kam. Er informierte sich eingehend über unsere Arbeit und äußerte seine volle Zufriedenheit. Zur Abklärung der westlichen Flanke der Struktur Kohleck wurde im September eine kürzere Linie 199 gemessen, die bei Seehöhen über 700 m bis zu 160 m tiefe Schussbohrungen erforderte.

Ende August 1959 übersiedelte der Trupp nach Ried zurück, wo bereits neue Aufgaben auf die Seismik warteten. Zunächst wurden einige Detailmessungen über das im Erschließungsstadium befindliche Ölfeld durchgeführt, unter anderem um den genauen Verlauf des Hauptbruchs festzulegen. Auch eine Verlängerung der Linie 133 nach Osten wurde durchgeführt, die über die Tiefbohrung Ried 8 führte. Diese war zwar erfolglos, aber von großem geologischem und heuristischem Wert. Die mit dieser Bohrung verbundenen Ergebnisse beleuchten auch das Verhältnis von Geologen und Geophysikern, das zwar herzlich und kollegial war, aber vor gegenseitiger Kritik nicht zurückscheute. Es sei daher gestattet, das damalige Ereignis kurz zu schildern.

Bei der ersten Analyse der Spülproben war kein Lattorf und Eozän (Fischschiefer, Lithothamnienkalk, Kalksandstein) gefunden worden. Es wurde daher die Vermutung geäußert, dass der Verlauf des antithetischen Bruchs, wie er von der reflexionsseismischen Auswertung dargestellt worden war, nicht stimmen würde und der Schichtaus-

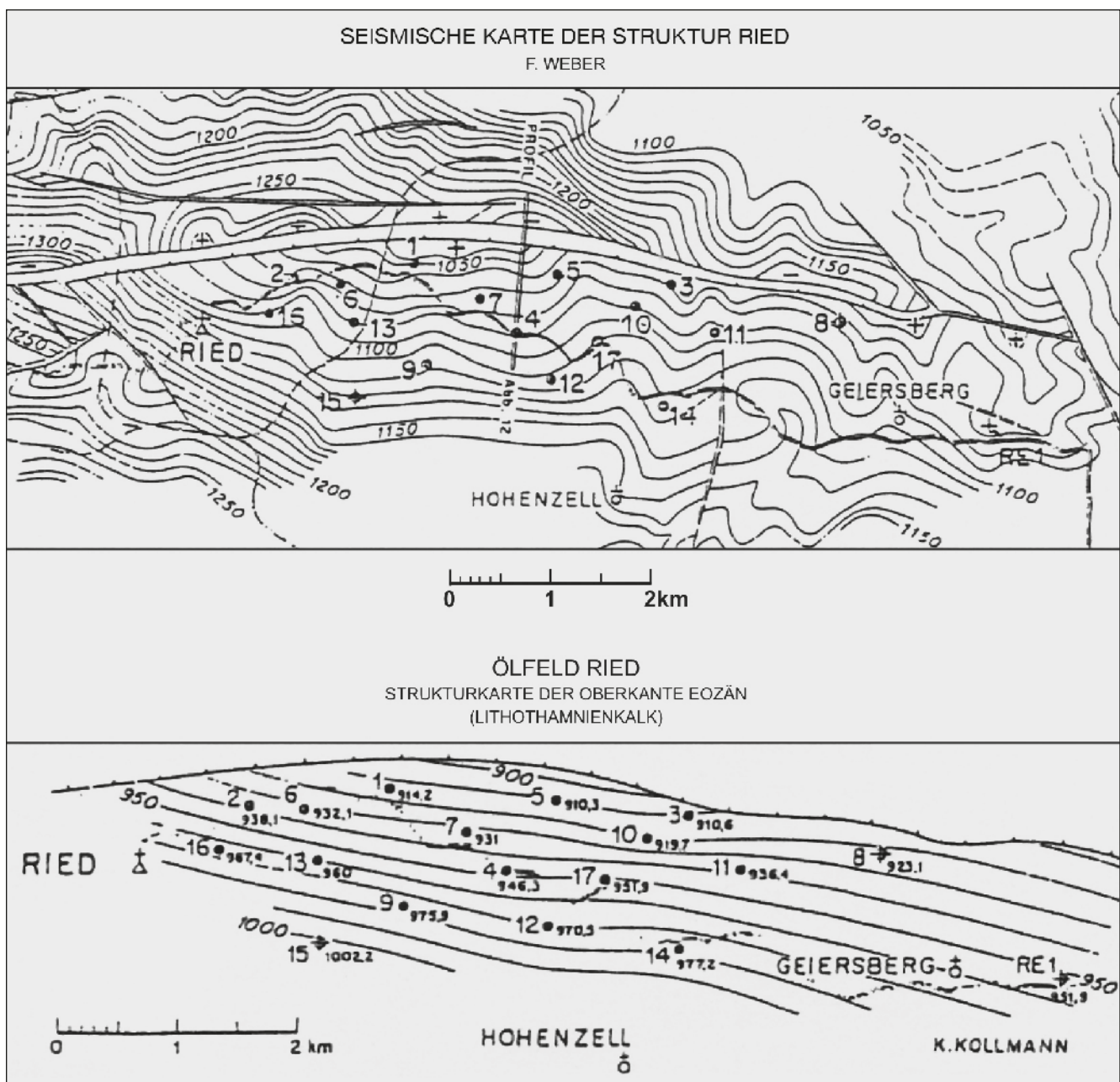


Abb. 14.
Vergleich der Seismischen Karte und der Strukturkarte Top Eozän beim Ölfeld Ried (JANOSCHEK, 1961: 172, Abb. 10, 11).

fall bruchbedingt wäre. Klarheit brachte jedoch bald die anschließende Bohrlochmessung. Diese zeigte eindeutig, dass zwar ein vollständiges, aber in der Mächtigkeit stark reduziertes geologisches Profil vorhanden war und die Karbonate außerdem dicht waren, so dass sie als Speicher nicht in Frage kamen. Bei nochmaliger genauerer Analyse wurden auch die fehlenden Gesteine in den Spülproben entdeckt, was natürlich von beiden Partnern, insbesondere bei den Geophysikern mit Befriedigung zur Kenntnis genommen wurde.

Die Untersuchung der südlichen Flanke und der östlichen Nachbarschaft des Ölfeldes Ried erforderte eine Anzahl von Detailprofilen, die unmittelbar ausgewertet, profil- und kartenmäßig dargestellt wurden, um bei der Festlegung der Bohrlokationen Berücksichtigung zu finden. Etwa ein Jahr später wurde dieses Gebiet durch die Bohrung Ried Ost 1 überprüft, die keine Kohlenwasserstoffe antraf. Auch

im Bereich der weiter nördlich befindlichen Struktur Utznaich wurde eine Verdichtung des Messnetzes durch zwei Linien vorgenommen. Weitere Profile wurden nach den Erfordernissen der Interpretation in der näheren und weiteren Umgebung von Ried im Oktober 1959 gemessen. Dadurch konnte die Fortsetzung des Rieder Antitheters nach Westen bestätigt und der Raum SW von Ried weiter verdichtet werden. Einen Wechsel zurück zur Struktur Kohleck brachte die Linie 199, welche die Verbindung mit den ebenfalls durch Tiefbohrungen getesteten Bruchstrukturen Lohnsburg-St. Johann herstellte.

Die im Dezember 1959 gemessene Linie 209 erstreckte sich auf einem Höhenzug des Kobernauber Waldes in annähernder W-E Richtung und benötigte wegen der mächtigen Quarzschotter bis 142 m tiefe Schussbohrungen. Die später im Bereich dieses Profils angesetzten Tiefbohrungen des kleinen Ölfeldes Kohleck rechtfertigten den hohen

Bohr- und Messaufwand auch aus erdölgeologischer Sicht.

Als eine besondere messtechnische Leistung ist die Linie 215 zu erwähnen, die N-S verlaufend durch das westliche Stadtgebiet von Ried gemessen wurde, was als Sprengseismik heute sicher nicht mehr möglich wäre. Im Jänner 1960 wurde alternierend an einer messtechnisch einfachen Linie, die östlich Pram beginnend nach Süden über Haag bis zum Anschluss an die alte Linie 6 bei Geboltskirchen verlief und einer anspruchsvollen Linie zur Abgrenzung der Struktur Kohleck in östliche Richtung gemessen.

Im Februar und März 1960 wurden im Gebiet Haag zwei SW-NE verlaufende Linien und südlich Pram ein W-E Profil gemessen, weiters ein Verbindungsprofil von Andrichsfurt nach Süden zum Detailmessgebiet Ried. Mehr regionale Bedeutung hat die 11 km lange Linie 229, da diese bei der Bohrung RE 1 beginnt und nach ESE über die Ausläufer des Haager Rückens bis in die Gegend NW von Gaspoltshofen verläuft. In den höher gelegenen Abschnitten der Linie waren bis 80 m tiefe Schussbohrungen erforderlich, die somit auch in einem weiteren Areal Informationen über den Robulus-Schlier brachten. Im Raum westlich von Hofkirchen-Aistersheim ist die längere Linie 228 hervorzuheben, die zusammen mit einigen kürzeren Profilen wertvolle Daten über den Bau des Untergrundes im Trattnachtal und dessen Umgebung lieferte.

Einen erneuten Wechsel des Messgebietes zur Struktur Kohleck brachte Mitte April 1960 die Linie 230, die auch deshalb erwähnenswert ist, da hier mit Bohrtiefen bis 262 m ein Tiefenrekord bei den Schussbohrungen aufgestellt wurde. Mitte Mai 1960 wurde mit der Linie 237 bei Frankenburg ein W-E verlaufendes Verbindungsprofil des Kobernauber Waldes mit dem Hausruck, das in höheren topografischen Bereichen zur Durchörterung der Schotter bis 160 m tiefe Schussbohrungen erforderte, gemessen. Diese Linie hatte eine ähnliche Funktion wie das südlich des Hobelsberges verlaufende Profil 22 und war insbesondere für den Verlauf der Oberkreidebrüche nützlich.

Als ein weiteres Beispiel für die Flexibilität, mit der Feldmessung und Auswertung kombiniert waren, darf eine Linie südlich Ried erwähnt werden, die zusammen mit der Verlängerung einer alten Linie bei Neuhofen im Mai 1960 abwechselnd mit

der schwierigen Linie 240 bei St. Johann/Walde gemessen wurden.

Eine gewisse regionale Bedeutung hatte damals auch die Linie 242 bei Wendling im nördlichen Konzessionsgebiet. Erforderlichenfalls wurden auch bereits gemessene Linien weiter verlängert, beispielsweise bei Haag/Hausruck im Juni 1960. Mitte Juni wurden zwei kurze Linien bei Sankt Georgen gemessen, um Klarheit über den Bauplan SW von Grieskirchen herzustellen.

Das Gebiet zwischen Ried Ost bis Grieskirchen und nach Süden bis über Atzbach hinaus war durch generell W-E streichende synthetische Brüche charakterisiert und damit für die Prospektion des Hauptreflektors nicht interessant. Lediglich bei Schwanenstadt deutete sich eine Hochzone an (Abb. 15).

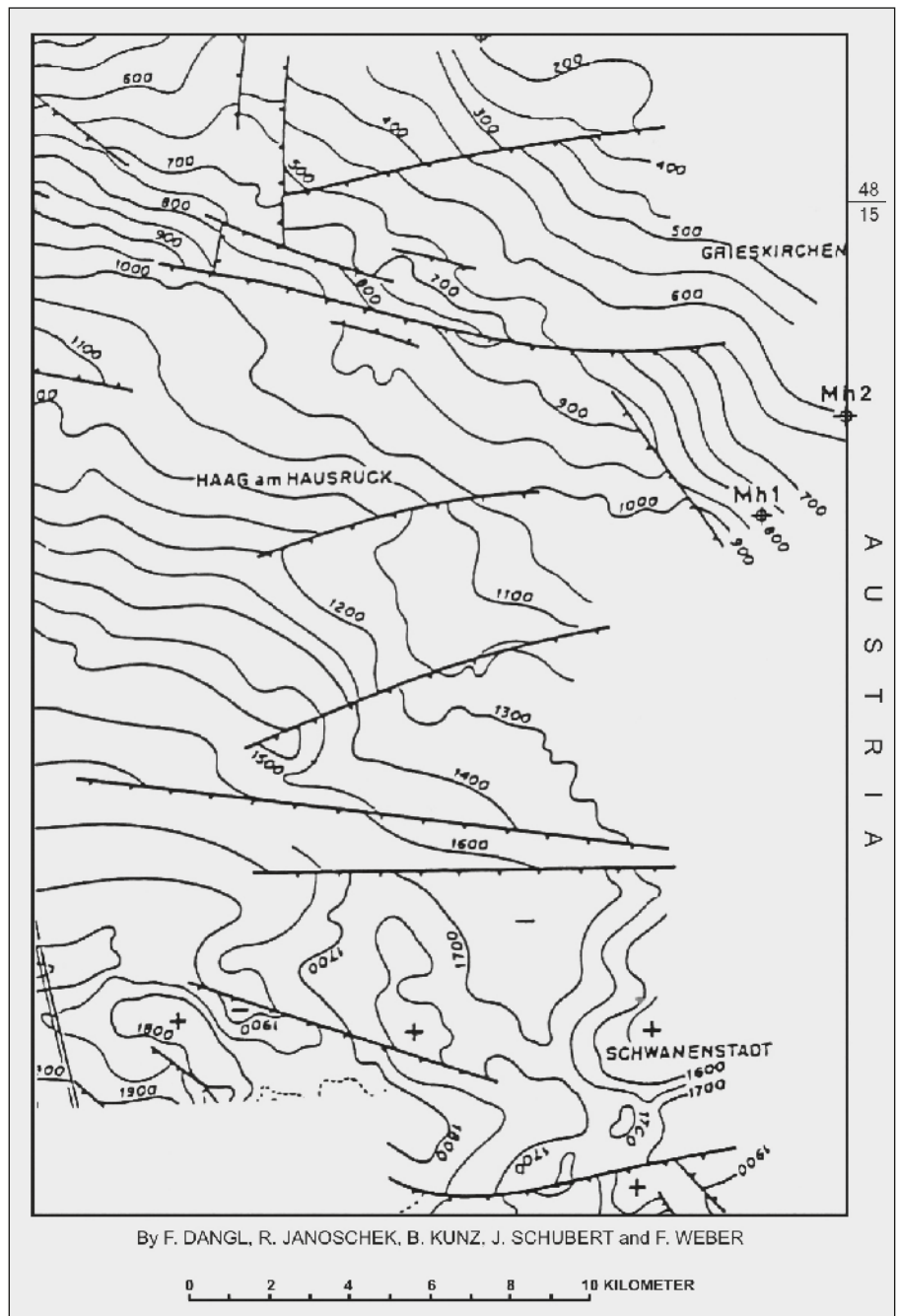


Abb. 15. Seismische Strukturkarte Top Eozän im Raum Grieskirchen-Schwanenstadt (Ausschnitt aus JANOSCHEK, 1959: 856, Fig. 5).

Damit war die Vielfalt der Messprofile im weiteren Raum von Ried vorläufig abgeschlossen und der Trupp übersiedelte Ende Juni nach Fürstenfeld in die Oststeiermark, wo bis 22. August 1960 detaillierte Messungen im gleichnamigen Teilbecken durchgeführt wurden.

Die Verlagerung des Schwerpunkts der Exploration in den östlichen Teil des Gebietes Attnang–Wels (August 1960–April 1961) und konzentrierte Detailmessungen in der Konzession Wels–Pettenbach (April 1961–Mai 1962)

Die Untersuchungen in der Molassezone wurden Ende August 1960 vom Standort Attnang-Puchheim aus fortgesetzt und konzentrierten sich in der Folge auf die Konzessionen Wels–Pettenbach und Bad Hall. Der Grund lag im Ergebnis der bisherigen Aufschlussstätigkeit. Im nördlichen und mittleren Abschnitt der Molassezone waren nur die beiden Ölfelder Ried und Puchkirchen ein wirtschaftlicher Erfolg, die beiden Strukturen Steindlberg und Kohleck waren nur kleine Strukturen, bzw. musste die Produktion nach relativ kurzer Zeit eingestellt werden und zehn abgebohrte Strukturen waren trocken oder zeigten nur Ölspuren.

Eine wichtige Neuerung fällt in die Anfangsphase dieser Messserie in Bezug auf die instrumentelle Ausstattung. Die bisher eingesetzte 16-kanalige analogseismische Apparatur entsprach nicht mehr dem Stand der Technik, und es wurde von den Geophysikern seit geraumer Zeit nachdrücklich auf die Notwendigkeit eines Ersatzes hingewiesen. Dies erfolgte durch die Anschaffung einer 24-kanaligen Magnetbandapparatur, zwar ein gebrauchtes Gerät, das von der Muttergesellschaft Mobil Oil/New York gekauft wurde. Im September 1960 konnte Friedrich Dangel dieses Gerät in Dallas übernehmen und nach einer kurzen Testphase den Transport nach Österreich veranlassen.

Als erstes wurde die lange Linie 245 in Angriff genommen, die insofern regionale Bedeutung hatte, als sie im Norden an die Bohrung Meggenhofen 1 angeschlossen war und nach Süden bis zur Traun bei Roitham verlief. Die teilweise über 80 m tiefen Schussbohrungen hatten in den mächtigen Atzbacher Sanden im Raum von Pennewang–Neukirchen häufig Spülungsverluste, die nach der Messung abzementiert wurden. Das Profil war auch für die stratigrafische Einordnung der nahe Willing gelegenen älteren Aufschlussbohrung Loots 1 nützlich.

Des Weiteren wurden Ergänzungsmessungen zur genauen Abgrenzung der Bruchstruktur Schwanenstadt, die bereits damals ein interessantes Bohrprojekt zu werden schien, durchgeführt. Dabei wurden bis Jänner 1961 in der näheren und weiteren Umgebung der Struktur fünf Linien gemessen.

Ab September 1960 wurde das Gebiet zwischen Ager und Alm, im Norden begrenzt etwa durch die Linie Lambach–Fischlham, mit einem Netz von Übersichtsmessungen überzogen. Dabei wurden beiderseits der Traun, zwischen Lambach und Steyrermühl, die beiden NNE–SSW ausgerichteten Profile 247 und 248, westlich der Alm die mit demselben Trend verlaufenden Linien 252 und 255 sowie die in W–E Richtung bei Schwanenstadt sich erstreckenden Profile 246 und 249, welche die erforderliche Verbindung herstellten, gemessen. Diese Linien wur-

den hauptsächlich in der Zeit von Oktober 1960 bis April 1961 registriert.

Nach Abschluss der Untersuchungen im Bereich der Struktur Schwanenstadt erfolgte erstmals Ende Dezember 1960 die Übersiedlung in das Winterquartier Wels, wo der Trupp bis Anfang April 1961 verblieb. Hier waren Fahrzeuge und Geräte in einer Volksfesthalle gut untergebracht und auch die Mannschaft genoss die Vorzüge des Lebens in einer größeren Stadt. Mit der 15 km langen Linie 258 wurde im Februar 1961 mit einem regionalen Profil, das sich vom Aiterbachtal südlich von Steinhaus bis nach Pettenbach im Süden erstreckte, ein weiterer Schritt nach Osten in Neuland getan. Mitte März 1961 erfolgte eine Unterbrechung der Messtätigkeit in der Konzession Wels–Pettenbach, da einige Profile im Raum Andrichsfurt nördlich von Ried zur genaueren Untersuchung einer Bruchstruktur ausgeführt wurden.

Am 10. April 1961 übersiedelte der Trupp nach Pettenbach, ein Standort, welcher der RAG bereits von den früheren Forschungsbohrungen wohlbekannt war. Dieser Aufenthalt dauerte bis Ende November 1961. Die Flexibilität der Arbeitsweise und Logistik wurde mit der Ende April 1961 bei den Linien im Raum Kohleck und bei der Linie 268 im Kobernauber Wald demonstriert. Die im Mai 1961 gemessene Linie 262 war für die Interpretation besonders wichtig, da dieses Profil im Norden bei Thalheim an die Reichsbohrung Wels 1 angeschlossen war und im Süden bis nahe an die Flyschgrenze östlich Pettenbach reichte. Außerdem wurde auf dieser Linie der Bruch von Voitsdorf aufgefunden.

Im Gebiet südlich von Wels hatte eine W–E verlaufende Verbindungslinie erhebliche Bedeutung für die Auswertung, da sie sich von Eberstallzell bis in das Kremstal erstreckte. Das Gebiet südlich von Eberstallzell bis zur Alm im Westen wurde im Juni/Juli 1961 durch die Linien 270–274 enger vermessen. Mit der Linie 275 wurde im Juli 1961 mit einem Profilschnitt der wichtige antithetische Bruch, an den das später erbohrte Ölfeld Voitsdorf gebunden ist, bestätigt. Diese Struktur wurde etwas später durch eine sich westlich der Krems von Kremsmünster bis Wartberg erstreckende Linie weiter untersucht. Eine weitere Detailierung erfolgte dann durch eine nur 1 km weiter westlich verlaufende Linie 282.

In den Monat August 1961 fällt auch die Vermessung der ca. 15 km langen Linie 278, die als N–S von Schmidling nach Süden verlaufendes Profil geologisches Neuland westlich von Wels erschloss. Der Verlauf der Struktur Voitsdorf nach Westen hin wurde mit der Linie 283 erkundet. Der südliche Abschnitt der Molasse und der nördliche Teil der angrenzenden Flyschzone wurden mit den Profilen 281, 284, 287 und 288, die sich generell in N–S Richtung erstreckten, untersucht. Als W–E verlaufende Verbindungsprofile waren im Raum Lindach–Vorchdorf die Linien 280, 285 und 286 angesetzt worden. Diese Profilerie wurde im Oktober/November 1961 gemessen.

Am 29. November 1961 übersiedelte der Trupp in das Winterquartier nach Wels und verblieb dort bis Anfang Mai 1962. Im Dezember 1961 wurde die südliche Flanke der als erdölgeologisch lohnenswert angenommenen Struktur Voitsdorf untersucht, anschließend konnte ein gut abgeklärter Bohrvorschlag erstellt werden. Gemäß der Einbeziehung der Auswertung in die Planung wurde bereits im November 1961 begonnen, wiederum an Problemen

des Raumes Schwanenstadt zu arbeiten. Es wurden dabei zwei ergänzende Linien östlich der Hauptstruktur gemessen und vor allem eine längere, sich von N–S erstreckende Linie im November 1961 begonnen, die von der Struktur Schwanenstadt bis nach Meggenhofen im Norden verlief.

Ab Ende Dezember 1961 wurde an zwei bedeutsamen Profilen gearbeitet, die den erst am Beginn der Prospektion stehenden Raum zwischen Wels und Lambach näher erkunden sollten. Es waren dies die Linien 295 und 296, die im Norden an die Linie 257 angeschlossen waren und nach Süden bis zur Traun (Linie 296), bzw. bis Steinerkirchen (Linie 295) reichten. Am 31. Dezember 1961 wurde bei der nicht fündigen Tiefbohrung St. Johann 1 eine Geophonversenkung durchgeführt.

Im Monat Februar 1962 wurde ein geografisch sehr unterschiedliches Messprogramm abgewickelt, das völlig von den Erfordernissen der Auswertung geprägt war. Begonnen wurde mit Ergänzungsmessungen in der westlichen Fortsetzung der Struktur Voitsdorf (Linie 297, 298), dann wurde die im Süden bei Schwanenstadt beginnende Linie 291 an die Profile im Norden bei Meggenhofen angeschlossen und schließlich wurde im NE der Konzession Wels, südlich von Weißkirchen–Allhaming, mit zwei Linien erdölgeologisches Neuland betreten.

Im März/April 1962 wurde bei der Planung des Messprogramms das Ausfüllen von Lücken im Messnetz und das Ergänzen mit kürzeren Profilen fortgesetzt, wobei insbesondere die vor der Erstellung des Bohrvorschlages stehende Struktur Schwanenstadt betroffen war. Erst die NE–SW streichende Linie 308 bei Steinerkirchen/Traun führte wieder zu einem längeren Profil über eine Bruchstruktur. Die Linien 310–313 dienten dazu, das Gebiet zwischen Eberstallzell und Kremsmünster detaillierter zu untersuchen. Damit war das Messprogramm in der Konzession Wels–Pettenbach Anfang Mai 1962 vorläufig abgeschlossen. Der Autor erstellte in der ersten Jahreshälfte 1963 eine umfangreiche Arbeit über die Verbreitung und den Bau der Oberkreide in der Molasse unter besonderer Berücksichtigung der präeozyänen Störungen.

Es ist damit insofern ein bedeutungsvoller Markstein in der Geschichte des einzigen reflexionsseismischen Trupps der Rohölgewinnungs AG gesetzt, da dieser ab Juni 1962 nur mehr als „Bobtail Crew“ von der Prakla-Seismos AG weiterbetrieben wurde. Von dieser wurden Bohrtrupp, Messtrupp, geodätische Vermessung und Verwaltung übernommen und ein Betriebsleiter beigelegt, bei der RAG verblieben neben den Geophysikern der Registrierer und der Permit Man. Diese Änderungen wurden von den betroffenen Mitarbeitern zwar nicht freudig begrüßt, aber als im Zug der Zeit liegend hingenommen. Mit den neu hinzugekommenen Mitarbeitern der Fa. Prakla, die fachlich bestens ausgewiesen waren, entwickelte sich in kurzer Zeit eine harmonische Zusammenarbeit und die seismischen Messungen wurden problemlos fortgesetzt.

Beiträge der Reflexionsseismik der RAG zur geowissenschaftlichen Grundlagenforschung in Österreich

Durch die Aktivitäten des seismischen Trupps sind als „Nebenprodukt“ auch beachtliche Beiträge zu anderen, außerhalb des Bereichs der unmittelbaren Erdölexplora-

tion gelegenen Fächern geleistet worden. Alleine aus den Schussbohrungen, die vielfach aus Gründen des besseren Energiedurchgangs bis in konsolidierte Schichten abgeteuft wurden, konnten für die geologische Landesaufnahme verwertbare Beiträge erbracht werden. Mit einem Schusspunktabstand von 250 m war dieses Netz auch genügend engmaschig, um etwa mit einer Aufschlusskarte eines alluvial bedeckten Gebietes einen Vergleich aufnehmen zu können.

Die Spülproben wurden regelmäßig genommen, in Kernkisten aufbewahrt und von den zuständigen Geologen (Ferdinand Aberer, Viktor Jenisch) ausgewertet. Diese Informationen waren besonders in den Gebieten mit mächtiger Moränenbedeckung wichtig, da die meisten Brunnenbohrungen den präquartären Untergrund nicht erreichten. Auch im Gebiet von Kohle führenden Süßwasserschichten konnten wichtige Ergänzungen zur Lithologie erbracht werden, was für die Prospektion nach Braunkohle und Industriemineralien genützt wurde. Die im Alpenvorland tätigen Quartärgeologen konnten die quantitativen Angaben über die Mächtigkeit von Moränen und Deckenschottern, das Relief des präquartären Untergrundes sowie lithologische Angaben bei ihren Arbeiten einbauen.

Großen Nutzen brachten die Daten der Schussbohrungen für die Hydrologie der untersuchten Gebiete. Im Zusammenhang mit der Bohr- und Sprengtätigkeit wurden zur Beweissicherung laufend Messungen der Grundwasserstände ausgeführt. In Gebieten mit dem Vorkommen von artesischen Wässern wurden Schüttung und Steighöhe bestimmt. Zu diesen Maßnahmen war man auch deshalb veranlasst, weil in manchen Gebieten, z.B. durch das Durchbohren der Grundwassersohle zu einer Absenkung des Spiegels bzw. zur Absenkung in ein tieferes Niveau, Wasserschäden entstanden waren, deren Beseitigung in der Folge kostspielige Sanierungsmaßnahmen wie Zementationen sowie Vertiefungen von Brunnen erforderte.

Auch für die geophysikalische Praxis außerhalb der Kohlenwasserstoffsuche konnten ansehnliche Erfahrungen gesammelt werden. Die Handhabung großer Sprengladungen, das Messen mit Geophongruppierungen zur Unterdrückung von Störwellen und neue Techniken, die nutzbringend auch bei tiefenreflexionsseismischen Messungen zur Lithosphärenforschung angewendet werden konnten. Übrigens wurde in Österreich, ebenso wie in anderen europäischen Ländern in den Fünfziger- und Sechzigerjahren des 20. Jahrhunderts versucht, durch Langzeitregistrierungen zur Moho-Forschung beizutragen. Bereits im Jahr 1956 hatte je ein Messtrupp der RAG und der ÖMV (heutige OMV) anlässlich der Sprengung der Untiefe des Schwallocks bei Persenbeug in der Donau versucht, Reflexionen aus der tieferen Lithosphäre zu registrieren.

Beiträge wurden auch zur Gesteinsphysik geleistet, da die in situ Geschwindigkeiten verschiedener, petrologisch gut bekannter Gesteine bestimmt werden konnten. In den verschiedenen geologischen Einheiten wurden auch Bohrungen vertieft und ein Aufzeitschießen mit kurzen Tiefenabständen durchgeführt; durch Vergleich mit den Geschwindigkeiten aus den ersten Einsätzen konnten in einem engmaschig vermessenen Gebiet auch Informationen über eine Geschwindigkeitsanisotropie gesammelt werden.

Entscheidende Beiträge der Reflexionsseismik erfolgten auf dem Gebiet der Regionalgeologie und Tektonik. In den

1950er Jahren wurde in der Bundesrepublik Deutschland eine Neubelebung einer gebundenen Tektonik versucht, mit der eine Autochthonie von Flysch und Kalkalpen bewiesen werden sollte. In Österreich dagegen hatte die Deckentheorie weitgehende Anerkennung gefunden. Ein indirekter, aber nicht minder überzeugender Beweis wurde für deren Richtigkeit bereits bei den ersten Profilen in den Jahren 1951/1952 erbracht, die diese tektonischen Grenzen erreicht oder überschritten hatten. Der Hauptreflektor an der Tertiärbasis konnte stets unter den Flysch hinein durchverfolgt werden, ebenso wie die Reflektoren der oligozänen Schichten. Die Basis der transgressiven Haller Serie dagegen stieg nach Süden an, so dass regional betrachtet dieses Schichtglied eine schüsselförmige Lagerung erkennen ließ. Die Flyschzone schien auf Grund des Falten- und Schuppenbaues eine andere Reflexionskonfiguration aufzuweisen, als die allgemein flacher einfallenden tertiären Reflektoren der Molasse. Somit konnten auch annähernd quantitative Angaben zur Mächtigkeit des Flysches gemacht werden.

Ein anderer Beitrag der Reflexionsseismik von grundsätzlicher Bedeutung betraf die Paläogeografie der unterhalb der Molasse gelegenen Schichtglieder. Die Verhältnisse der bayerischen Molasse (BÜRGL, 1948) konnten unschwer auf den Raum Oberösterreich extrapoliert werden und eine Gliederung der Hauptverbreitungsgebiete der Oberkreide in Teilbecken, der Mächtigkeiten und des geologischen Baus vorgenommen werden. Besonders erfolgreich war die Reflexionsseismik bezüglich der Bruchtektonik der Oberkreide, die erstmals 1952 beim großen Rieder Abbruch gelang. Es wurde erkannt, dass diese Brüche, die eine Sprunghöhe bis über 900 m aufwiesen, präteriärer Entstehung sein müssen, da sie sich nicht in den Hauptreflektor an der Tertiärbasis fortsetzen. Auch der, meist NNW–SSE gerichtete Verlauf der Störungen konnte mit dem zunehmenden Ausbau des Messnetzes immer besser nachgewiesen werden. Von KOLLMANN & MALZER (1980) wurden diese Brüche mit guten Argumenten als rechtslaterale Blattverschiebungen definiert. Die Grenze Jura/Kreide war durch einen Reflektor erster Ordnung gekennzeichnet. Wie auch später durch die Geophonversenkungen bewiesen werden konnte, zeichnen sich die Malmkarbonate durch die höchsten Geschwindigkeiten (bis 6.000 m/s) aus. Nicht immer eindeutig reflexionsseismisch erkennbar war die Kristallinoberkante. Dies war nicht nur auf die oftmals große Tiefenlage zurückzuführen, sondern auch auf Einflüsse, wie unterschiedliche Tiefeneindringung und Wirksamkeit der Verwitterung.

Transgredierende Schichten sind bei zufriedenstellender Reflexionsqualität einfach durch die Winkeldiskordanz nachzuweisen, so dass Transgressionen, wie z.B. an der Basis der Haller Serie, bereits in einem frühen Stadium der reflexionsseismischen Übersichtsmessungen aufgefunden und regional korreliert werden konnten. Die Auffindung von Gassanden in der miozänen-oligozänen Schichtfolge hatte bedeutende Auswirkungen auf die seismische Datenverarbeitung und die Interpretation. Nunmehr kamen als neue Arbeitsschwerpunkte seismofazielle Analysen hinzu, mit denen die stratigrafischen und lithologischen Kohlenwasserstofffallen zu erforschen waren.

Die weitere Geschichte des Messtrupps Prakla-RAG

Die Prakla-Seismos stellte nach der Übernahme den Truppleiter und den Oberbohrmeister, beides erfahrene Fachleute. Da die Planung der Messungen weiterhin durch die RAG erfolgte, änderte sich am alltäglichen Betrieb wenig. Die Truppstandorte wechselten weiterhin in längeren oder kürzeren Intervallen, je nach den Erfordernissen der Exploration, wobei sich ein deutlicher Schwerpunkt in den östlichen und südlichen Abschnitten der Konzessionen herauskristallisierte. An neuen, bisher noch nie in Anspruch genommenen Standorten sind Vorchdorf, Vöcklamarkt und St. Georgen im Attergau zu nennen.

Im Winter 1963 erfolgte die einzige stattgefundene Einstellung des Messbetriebes. Der Trupp war Ende Jänner 1963 nach Feldbach übersiedelt, um dort Ergänzungsmessungen auszuführen. Auf Grund der lang andauernden extremen Kälte und der Schneeverwehungen sank die Leistung derart, dass eine Rückübersiedlung in die Konzession Wels, wo bessere Arbeitsbedingungen herrschten, notwendig wurde.

Von der Auflassung der Zweigniederlassung Salzburg, die bereits im Herbst 1961 erfolgte, war auch der seismische Trupp teilweise betroffen. Die Archivierung der Aufnahmen erfolgte nunmehr in Ried/Innkreis, zwei Geophysiker (Bruno Kunz, Johann Schubert) übersiedelten nach Wien, wo in der Zentrale Räumlichkeiten für die Geophysik bereitgestellt wurden. Schubert war auch ein Jahr lang in Libyen tätig.

Einen Einschnitt bedeutete die Übernahme der Registrierung durch die Prakla-Seismos im Sommer 1968, die mit einem Übergang zur Digitalseismik verbunden war. Es kam fortan eine DFS II Messapparatur zum Einsatz. Die verbliebenen Geophysiker wurden nach Wien versetzt. Der Autor war bereits im Juli 1963 in den wissenschaftlichen Dienst der Oberösterreichischen Landesregierung gewechselt, unser bewährter Registrierer Franz Hame schied leider ganz aus der Geophysik aus.

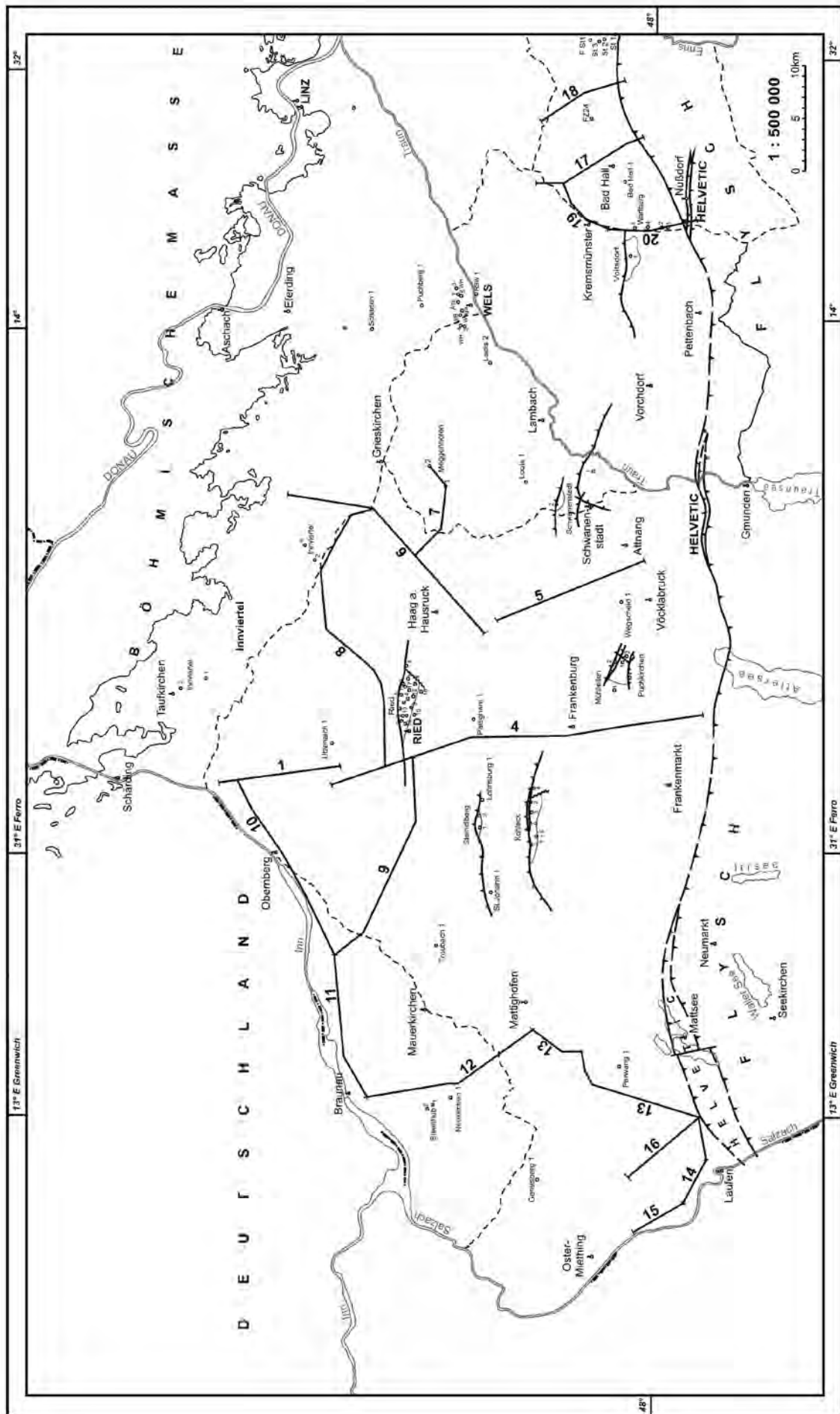
Die seismische Datenverarbeitung erfolgte nunmehr in Hannover und die Geophysiker waren gemeinsam mit Geologen der RAG für die Auswertung und Interpretation zuständig und verantwortlich. Der Vollständigkeit halber ist ein weiteres wichtiges Ereignis zu erwähnen, nämlich die Einführung des Vibroseis-Verfahrens im Jahr 1972. Damit war auch der Bohrtrupp überflüssig, was auch hier zu personellen Änderungen führte.

Dank

Für wertvolle Ratschläge und finanzielle Unterstützung wird Vorstandsdirektor Kurt SONNLEITNER (Rohöl-Aufsuchungs AG) aufrichtig gedankt. Werner TSCHLAUT und Karl MILLAHN wird für Diskussionen zur Straffung des Manuskriptes und zur Verfügungstellung von Infrastruktur gedankt. Ludwig LANZENBACHER und Ferdinand DOSTI haben aus ihrer langjährigen Erfahrung beim seismischen Trupp viele Daten, Informationen und Ergänzungen beigesteuert, wofür bestens gedankt wird. Herrn Martin SCHACHINGER sei für kritische Korrekturen des Manuskriptes gedankt.

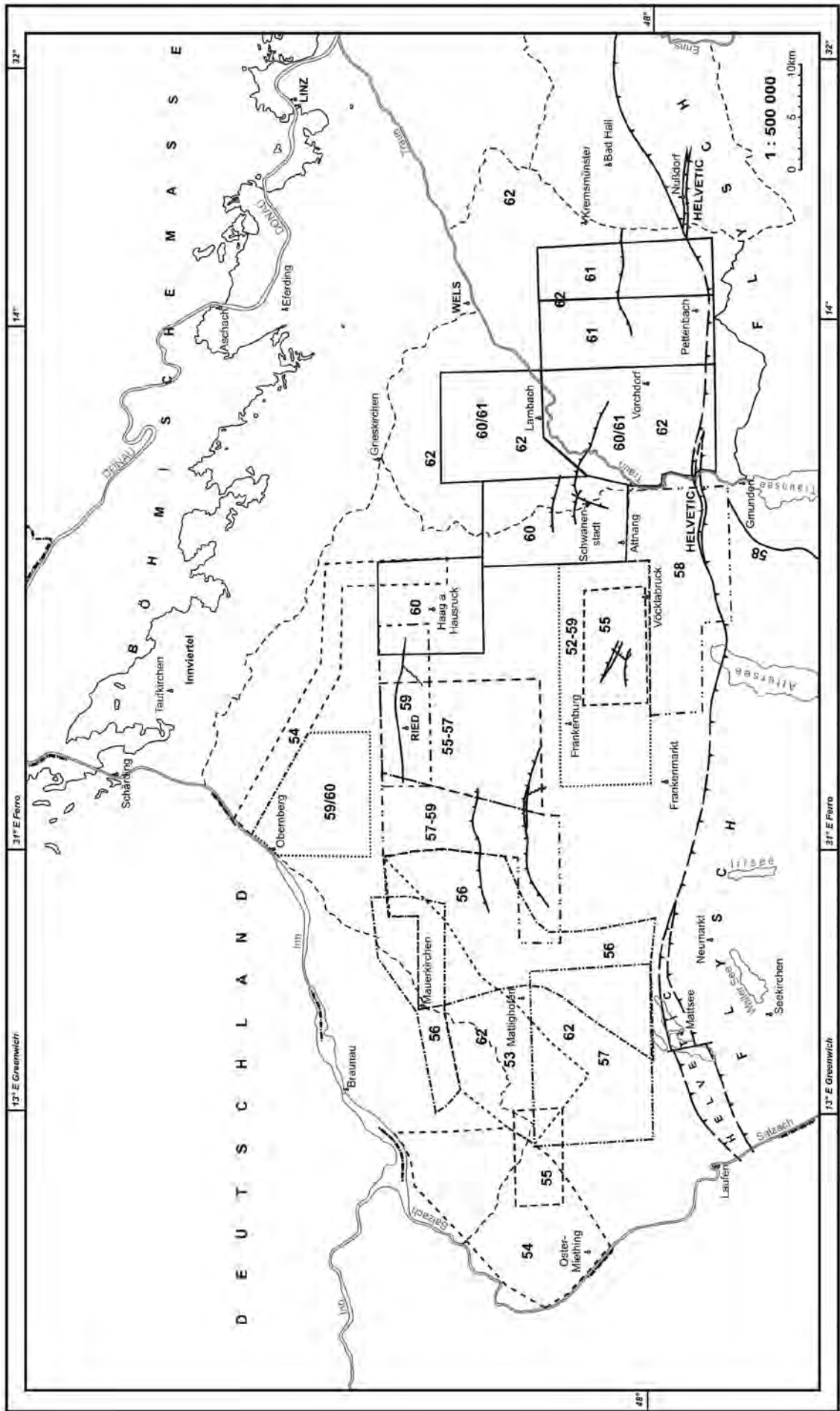
Tafel 1

Reflexionsseismische Linien 1951/1952. Erarbeitet unter Verwendung von Unterlagen der RAG.



Tafel 2

Kerngebiete der Messperioden. Erarbeitet unter Verwendung von Unterlagen der RAG.



Literatur

- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, Wien.
- ABERER, F. (1962): Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **113**, 266–279, Hannover.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1947): Die miozäne Molasse am Alpenostrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92/1+2**, 129–146, Wien.
- BRAUMÜLLER, E. (1959): Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – Erdöl-Z., **75**, 122–130, Wien–Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E., DIWALD, O. & LANIK, R. (1985): Die Geschichte einer Erdölgesellschaft. – Rohöl-Aufsuchungs Ges.m.b.H., 61 S., Wien.
- BREYER (1959): Attempts at Geological Interpretation of Reflection-Seismic Measurements in the Folded Molasse of Bavaria. – International Geology Review, **1/6**, 1–10. DOI:10.1080/00206815909473417
- BREYER & DOHR (1959): Betrachtungen über den Bau der gefalteten Molasse im westlichen Bayern mit Beziehung auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. – Erdöl und Kohle, **12**, 315–323, Hamburg.
- BÜRGL, H. (1948): Der Untergrund der Molasse im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet. – Jb. Geol. B.-A., **93**, 129–139, Wien.
- BÜRGL, H. (1949): Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. – Verh. Geol. B.-A., **1946/10–12**, 123–151, Wien.
- CLASEN, G. & DOHR, G. (1957): Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns. – Z. d. Deutsch. Geol. Ges., **109**, 612–623, Hannover.
- JANOSCHEK, R. (1959): Oil Exploration in the Molasse Basin of Western Austria. – Proceedings of the Fifth World Petroleum Congress, Section 1, June 1–5 1959, 849–864, New York.
- JANOSCHEK, R. (1961): Über den Stand der Aufschlussarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. – Erdöl-Z., **77**, 161–175, Wien–Hamburg.
- KOLLMANN, K. & MALZER, O. (1980): Die Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs. – In: BACHMAYER, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 179–201, Wien.
- KUNZ, B. (1957): Geophysikalische Methoden. – In: BACHMAYER, F. (Red.): Erdöl in Österreich. – 22–27, Wien.
- KUNZ, B. (1966): Das seismische Bruchproblem in der Molasse. – Erdöl-Erdgas-Z., **82/5**, 185–188, Wien–Hamburg.
- LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **25**, 35–56, Basel.
- NATHAN, H. (1949): Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. – Geologica Bavarica, **1**, 1–68, München.
- PETRASCHEK, W. (1924): Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innkreis und das dortige Erdölvorkommen. – Berg- und Hüttenmänn. Jb., **72/3**, 49–54, Leoben.
- REICH, H. (1947): Seismische Probleme im Alpenvorland. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 55–66, Wien.
- REICH, H. (1949): Geophysikalische Probleme im bayrisch-schwäbischen Donaauraum. – Erdöl und Kohle, **2/3**, 81–87, Hamburg.
- TUCKER, P.M. (1980): Memorial. Lewis Robert Tucker 1907–1979. – Geophysics, **45/6**, 1113, Tulsa.
- SCHAFFER, F.X. & GRILL, R. (1951): Die Molassezone. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich. – 2. Aufl., 694–761, Wien (Deuticke).
- VEIT, E. (1963): Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **30/78**, 15–52, Zürich.
- WEINBERGER, L. (1950): Gliederung der Altmoränen des Salzachgletschers östlich der Salzach. – Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **1**, 176–186, Innsbruck.

Eingelangt: 25. Oktober 2012, Überarbeitet: 23. Juli 2013, Angenommen: 2. September 2013

Vinzenz Riezinger (1835–1915) aus Hallstatt – Bergführer und Fossiliensammler im Dienste der Wissenschaft

HARALD LOBITZER*

11 Abbildungen

Salzkammergut
 Steindrechsler
 k. k. Geologische Reichsanstalt
 Ernst Kittl
 Edmund von Mojsisovics
 Friedrich Simony
 Eduard Suess

Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 96 Bad Ischl

Inhalt

Zusammenfassung 343
 Abstract 343
 Vorwort 343
 Vater Leopold Riezinger – Bergknappe und Steinschleifer 344
 Vinzenz Riezinger – Bergknappe, Fossiliensammler und Steindrechsler 344
 Das Bergführer-Buch des Vinzenz Riezinger 346
 Vinzenz Riezinger und die Wissenschaftler 348
 Dank 349
 Literatur 350

Zusammenfassung

Geschulte Fossiliensammler sind eine wichtige Stütze der paläontologischen Wissenschaft. Ohne ihre Aktivitäten wären viele wissenschaftliche Monographien nie geschrieben worden und zahlreiche herausragende Museen böten wohl ein eher trauriges Bild. Die Autobiographie und das Bergführer-Buch des Bergknappen, Bergführers, Fossiliensammlers und Steindrechslers Vinzenz Riezinger (1835–1915) aus Hallstatt sind einzigartige Zeitdokumente für sein karges (Über)leben im Dunstkreis der damaligen Erdwissenschaftler-Elite, wie Friedrich Simony (1813–1896), Eduard Suess (1831–1914) und Edmund von Mojsisovics (1839–1907). Von Ernst Kittl (1854–1913) existiert ein Brief an Vinzenz Riezinger, der ein Schlaglicht auf die gelegentlich gespannten Beziehungen zwischen Wissenschaftlern und Fossiliensammlern wirft.

Vinzenz Riezinger (1835–1915) from Hallstatt – Mountain Guide and Fossil Collector in the Service of Austrian Geosciences

Abstract

Without the service of skilled fossil collectors many palaeontological papers on Alpine Mesozoic fossils would never have been written and our most outstanding geological museum collections would not be as representative as they are. Both, the autobiography and the “mountain guide service booklet” of Vinzenz Riezinger (1835–1915) from Hallstatt represent unique documents. These documents illustrate the scanty life conditions of Vinzenz Riezinger as a mountain guide and fossil collector for the elite of Austrian geologists, e.g. Friedrich Simony (1813–1896), Eduard Suess (1831–1914), Edmund von Mojsisovics (1839–1907) and Ernst Kittl (1854–1913).

Vorwort

Dem Verfasser dieser Zeilen ist der Name Vinzenz Riezinger (Abb. 1) von seiner Zeit als Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt in Wien vertraut, da sich wiederholt auf Sammlungsetiketten von Fossilien aus der Umgebung von Hallstatt der Vermerk „leg. V. RIEZINGER, Hallstatt“ fin-

det, was bedeutet, dass das Objekt von diesem aufgesammelt wurde. Auch in wissenschaftlichen Veröffentlichungen der bedeutendsten österreichischen Geologen seiner Zeit, wie z.B. von Friedrich Simony, Eduard Suess, Edmund von Mojsisovics und Ernst Kittl, wird der Name Riezinger als Fossiliensammler oder Bergführer immer wieder anerkennend erwähnt.

* HARALD LOBITZER, Lindaustraße 3, A 4820 Bad Ischl. harald.lorbitzer@aon.at

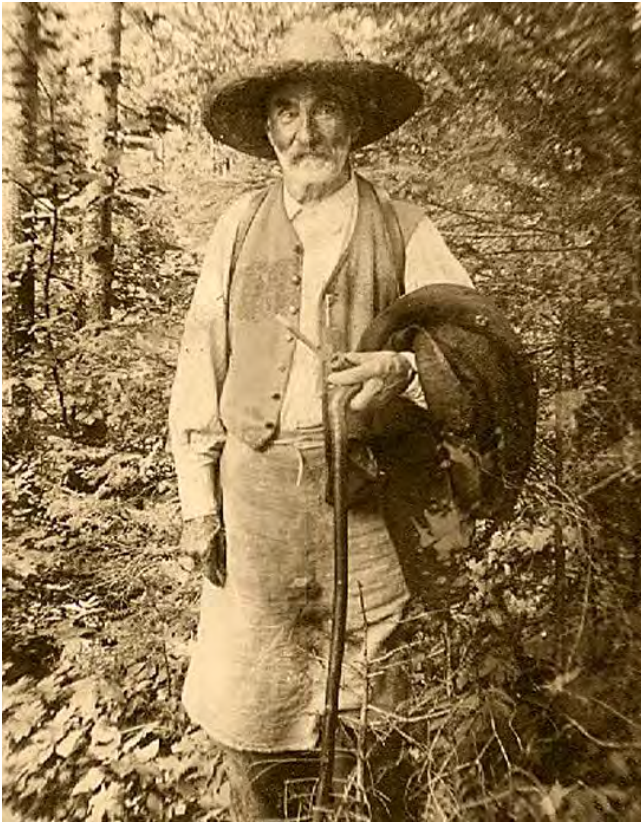


Abb. 1.
Der Bergführer und Fossilien-sammler Vinzenz Riezinger (1835–1915) aus Hallstatt. Foto: Museum Hallstatt.



Abb. 2.
Die im Jahr 1841 von Vater Leopold Riezinger (1799–1846) im „Binderfeld“ am Waldbach eingerichtete Steinschleifer-Hütte. Foto: Alexander Savel.

Den Herausgeber des in Bad Ischl erscheinenden Monatsmagazins „*Traunspiegel*“, Alexander Savel, verbinden mit der Familie Riezinger freundschaftliche Beziehungen. So erfuhr er von der Existenz von familien- und wissenschaftshistorisch wertvollem Archivmaterial bezüglich Vinzenz Riezinger, mit dem sich schließlich der Autor dieser Zeilen aus der Sicht eines Geologen befasste (LOBITZER, 2009a, b).

Dem Urgroßvater „unseres“ Vinzenz verdanken wir thematisch ins Mittelalter zurückreichende Aufzeichnungen, die vom Historiker Michael KURZ (1995) transkribiert und kommentiert unter dem Titel „*Hans Riezinger Chronik – Aufzeichnungen eines Hallstätter Bergmeisters aus dem 18. Jahrhundert*“ veröffentlicht wurden. Demnach ist die Bergmanns-Dynastie Riezinger untrennbar mit dem Salzabbau verbunden und gehört zu den ältesten dokumentierten Einwohnern von Hallstatt.

Vater Leopold Riezinger – Bergknappe und Steinschleifer

Der Vater von Vinzenz war der Bergknappe Leopold Riezinger. Er wurde 1799 geboren und starb im Jahr 1846. 1819 heiratete er und zeugte elf Kinder. Die Familie sollte mit einem Taglohn von 20 Kreuzer ihr Auslangen finden, was ohne Nebenverdienst nicht möglich war. Aber, Not macht erfinderisch! Leopold betätigte sich vorerst als Künstler. Noch heute zeugen der Tabernakel am Hochaltar der katholischen Pfarrkirche „Maria am Berg“ in Hallstatt sowie sechs Leuchter von seinem handwerklichen Talent. Im Jahr 1841 richtete Leopold Riezinger im Hallstätter Echerntal im „Binderfeld“ am Waldbach eine Steinschleiferei ein und begann, den Touristen geschliffene Steine und Fossilien (damals „Petrefakten“ genannt) zu verkaufen (Abb. 2). Die Werkstätte existiert schon lange nicht mehr. Auch alle seine Kinder waren in diese Nebenerwerbstätigkeit eingebunden, wobei sechs von ihnen nicht älter als 30 Jahre wurden.

Vinzenz Riezinger – Bergknappe, Fossilien-sammler und Steindrechsler

Leopold Riezingers Sohn Vinzenz, vulgo Friedl Zenzl, wurde am 12. März 1835 im „Friedlhaus“ (Markt 4) in Hallstatt geboren und verstarb ebendort am 26. Jänner 1915. Vinzenz war mit Katharina, geb. Leitner, verheiratet; die Ehe blieb kinderlos. Ab dem Jahr 1841 besuchte Vinzenz die Schule und musste bereits als Elfjähriger in der Steinschleiferei seines Vaters mitarbeiten. Von 1848 bis 1854 arbeitete er als Tagelöhner bei der k. k. Saline und verdiente 8 Kreuzer beim Wegebau bei der am Südufer des Hallstätter Sees gelegenen Werflingerwand. Dort fand er im Dachsteinkalk der Winklersteinriese eine neue Lokalität von versteinerten „Muscheln“. Die Fossilien wurden an den Direktor der im Jahr 1849 gegründeten k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Wilhelm Haidinger (1795–1871), gesandt. In weiterer Folge wurden diese von Eduard Suess wissenschaftlich bearbeitet. Dieser erkannte, dass es sich dabei nicht um Muscheln, sondern um die Brachiopodenart *Rhynchonella pedata* (BRONN) handelte.

Als Tagelöhner bei der Saline widmete er sich nun – soweit es seine Zeit erlaubte – wie zuvor sein Vater der Steinschleiferei im Echerntal und dem Fossilien sammeln und -vermarkten (Abb. 3, 4). Im Deutschen Alpenbuch von Heinrich NOÉ (1875) findet sich diesbezüglich folgende Schilderung des Eingangs in das Echerntal:



Abb. 3.
 Porträt von Vinzenz Riezinger in seiner Werkstatt im Jahr 1897. Foto: Alexander Savel.



Abb. 4.
 Vinzenz Riezinger mit kleinen Gletschertöpfen (?Bachkolke) im Echernatal. Foto: Alexander Savel.

„Die Kretinen und Bettler, die bis dahin Spalier stehen verlieren sich endlich, und man gelangt ins schöne Echernatal. Man muss wissen, daß sich in diesem Thale wie nirgends im Salzkammergut der Schweizertrödel von Schenken, Verkaufsbuden, Gatteraufmachern, und Bettelvolk eingeschlichen hat. Unten im Wald, vor den industriellen Hütten [Saline], an denen sich der Fremdling vorbeischiagen muß, werden Schnitzereien, Marmorstücke, Petrefakten, unter anderem fossile Seesterne als versteinerte Schwämme entgegeng gehalten.“

Bevorzugt sammelte Riezinger an altbekannten, aber auch an von ihm entdeckten Fundorten in der Umgebung von Hallstatt, wie z.B. im Hallstätter Kalk des Sommeraukogels,

im Hierlatz- und Klausalk der Mitterwand, in den Zlambachmergeln der Umgebung des Salzbergs, im Schreyeralkalk der Schiechlinghöhe und sogar in den Gosau-mergeln der Eisenau am Traunsee-Ostufer (die Riezinger irrtümlich für Zlambachmergeln hielt). Seine Sammlungen wurden u.a. von der k. k. Geologischen Reichsanstalt und dem k. k. Hofmuseum (Naturhistorisches Museum) in Wien, dem Oberösterreichischen Landesmuseum in Linz, dem Museum Hallstatt und sogar vom British Museum in London erworben. Vinzenz Riezinger war ein hochgeschätzter, wissensreicher und somit unentbehrlicher „Zuarbeiter“ für die führenden Geologen seiner Zeit. Er hatte



Abb. 5. Verkaufsstand mit Fossilien, Postkarten und Eintrittskarten für das Museum bei der Evangelischen Kirche in Hallstatt. Foto: Alexander Savel.

aufgrund seiner hervorragenden Kenntnisse über die Fossilien-Lokalitäten in der weiteren Umgebung von Hallstatt Kontakt zu Friedrich Simony, Eduard Suess, Edmund von Mojsisovics sowie Ernst Kittl. Zudem war er ein – nicht nur bei Naturwissenschaftlern – begehrter Bergführer.

Das Jahr 1857 bereitete Vinzenz wohl ein Wechselbad der Gefühle. Am 1. Februar wurde er bei der Saline als Bergknappe „stabil“ aufgenommen, aber bereits am 1. April wurde er „assentiert“ und für kriegstauglich befunden. Vinzenz musste nach Salzburg einrücken und diente schließlich 6,5 Jahre lang beim 59. Infanterieregiment Erzherzog Rainer. Seine bewegte Militärzeit beschreibt er detailliert in seinen Memoiren. 1863 kehrte Vinzenz von Bozen zu Fuß in seine Heimat zurück.

Nachdem er erst 1865 wieder „stabil“ als Bergknappe angestellt wurde, verließ er bereits 1869 diesen Posten, um sich in weiterer Folge beim Wege- und Schutzhüttenbau, als Fossilien-sammler und -händler, Steindrechler und -schleifer sowie Bergführer sein Brot zu verdienen (Abb. 5).

Das Bergführer-Buch des Vinzenz Riezinger

Am 26. August 1876 wurde für Vinzenz Riezinger von der k. k. Bezirkshauptmannschaft in Gmunden das „Bergführer-Buch für das Erzherzogthum Oesterreich ob der Enns auf Grundlage des Erlasses der k. k. Statthalterei in Linz vom 22. Mai 1865, Z. 8804“ ausgefertigt (Abb. 6). Riezinger war somit verpflichtet, seine Berufsausübung an der „Instruktion für die Bergführer im Erzherzogthum Oesterreich ob der Enns“ zu orientieren, die in sieben Paragraphen in deutscher und französischer Sprache geregelt war. Weiters wird im Bergführer-Buch von der Behörde offiziell bestätigt, dass Riezinger „als Bergführer die erforderlichen Kenntnisse“ für „Ischl und Umgebung“ besitzt (Abb. 7).



Abb. 6. Titelblatt von Riezingers Bergführer-Buch. Foto: Alexander Savel.

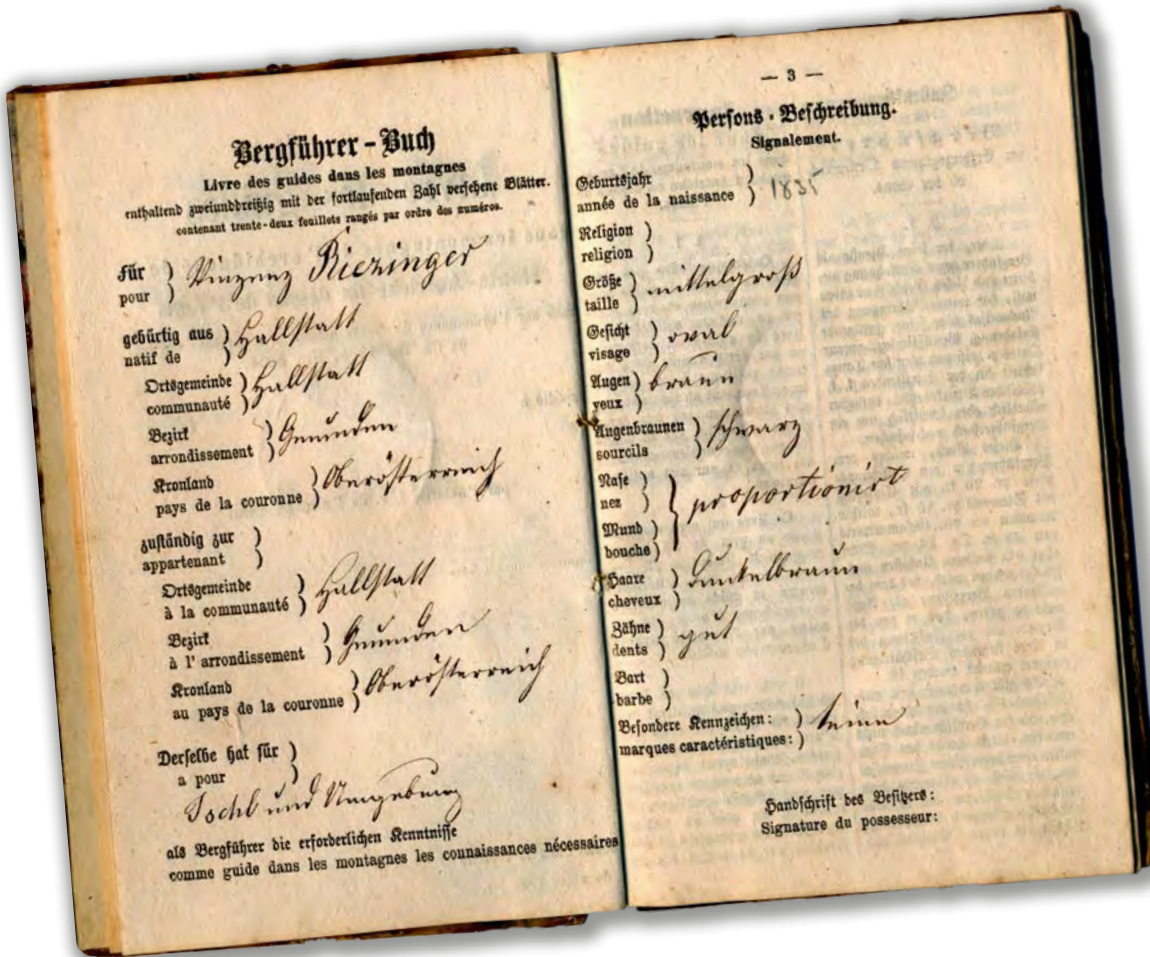


Abb. 7.
Personen-Beschreibung
des Vinzenz Riezinger
im Bergführer-Buch.
Foto: Alexander Savel.

Instruktion für die Bergführer

Daraus einige Auszüge:

In §.1. wird geregelt, dass „jeder, der seine Dienste als Bergführer gegen Entlohnung anbietet und dieses Geschäft ausüben will, [...] unter Beibringung des Nachweises über seine genügende Erfahrung, Verlässlichkeit, genaue Ortskenntniß und physische Tauglichkeit bei der betreffenden k. k. politischen Bezirksbehörde entweder mündlich oder schriftlich um ein Bergführerbuch nachzusuchen“ hat. „Dieses Buch [...] hat dem betreffenden Bergführer als Ausweis zu gelten, dass er von der Behörde als zur Ausübung der in Rede stehenden Beschäftigung geeignet erkannt worden ist“.

In §.3. wird vorgeschrieben, dass „die Namen der behördlich anerkannten Bergführer [...] sammt einem Tarife des Führerlohnes in den Gasthöfen, Wirthshäusern, Bahnhöfen, auf Dampfschiffen und durch amtlichen Anschlag kundgemacht und veröffentlicht“ werden müssen.

Im §.5. wird festgehalten, dass „der Führer [...] sich gegen die Reisenden höflich und anständig zu benehmen und seine Pflichten gewissenhaft zu erfüllen, sie vor Gefahr zu warnen [...] und sich namentlich vor Trunkenheit zu hüten [...]“ hat.

Die Tarife für geführte Wanderungen werden im Bergführer-Buch in §.6. der „Instruktion für die Bergführer“ behördlich geregelt, wobei die einzelnen Destinationen handschriftlich aufgelistet werden. Im Tarif enthalten ist der „Führerlohn einschließlich der vom Bergführer selbst zu bestreitenden Auslagen für Beköstigung und Uebernachten“. So betrug etwa der Tarif für „Touren in der nächsten Umgebung von Hallstatt (Waldbachstrub, Salzberg, Rudolfsturm, Steingrabenschneid, Soolenleitung Gosaumühl)“ und ebenso auch „von Ischl (Jainzenhöhe, Sirius, Wildenstein, Nussensee, Rettenbachwildniss, etc.) für die Stunde 30 Kreuzer“. Es war

auch geregelt, dass „die Zeit über eine halbe Stunde für eine ganze zu rechnen ist“. „Touren von größerer Entfernung“ (von Ischl bzw. Hallstatt aus, wie z.B. auf die Hohe Schrott, Hainzen, Zimnitz, Plassen) kosteten 3 Gulden, auf den Loser und den Sarstein 5 Gulden und auf die Dachsteinspitze 10 Gulden.

Unter „Anmerkungen“ wird weiters festgehalten:

- „1. Der Führer ist verpflichtet, 15 Pfund /: 9 Kilogramm /: Gepäck zu tragen, für jedes Kilogramm Mehrgewicht sind 2 Kreuzer zu entrichten.
2. Sind eigene Träger nötig, so ist denselben die für den Führer bestimmte Gage zu bezahlen, sie sind aber verpflichtet zu tragen, soviel ihre Kräfte erlauben.
3. Die Trinkgelder sind in den Tarifsätzen inbegriffen, so dass von dem Führer gar kein Anspruch in dieser Richtung gestellt werden darf.
4. Für besonders beschwerliche und nicht gefahrlose Touren bleibt der Führerlohn dem freien Übereinkommen überlassen.
5. Streitigkeiten zwischen den Reisenden u. Führern sind mit Ausnahme der den kompetenten Gerichten vorbehaltenen zivilrechtlichen Klagen bei der Gemeindevorsteherung Ischl anhängig zu machen.“

Diverse Empfehlungsschreiben

In §.4. der „Instruktion für die Bergführer“ wird festgehalten, dass dieser sich „verpflichtet, sein Buch über Verlangen dem Gemeindevorsteher, der Bezirksbehörde und den Reisenden, Letzteren insbesondere zu Anfang und zu Ende der Reise, vorzuweisen, um sich von demselben ein Zeugniß über seine Ausführung darin eintragen zu lassen.“

In Riezingers Bergführer-Buch finden sich ausschließlich positive Eintragungen. Stellvertretend für alle anderen sollen die beiden Empfehlungsschreiben von Edmund von Mojsisovics und Eduard Suess herausgegriffen werden:

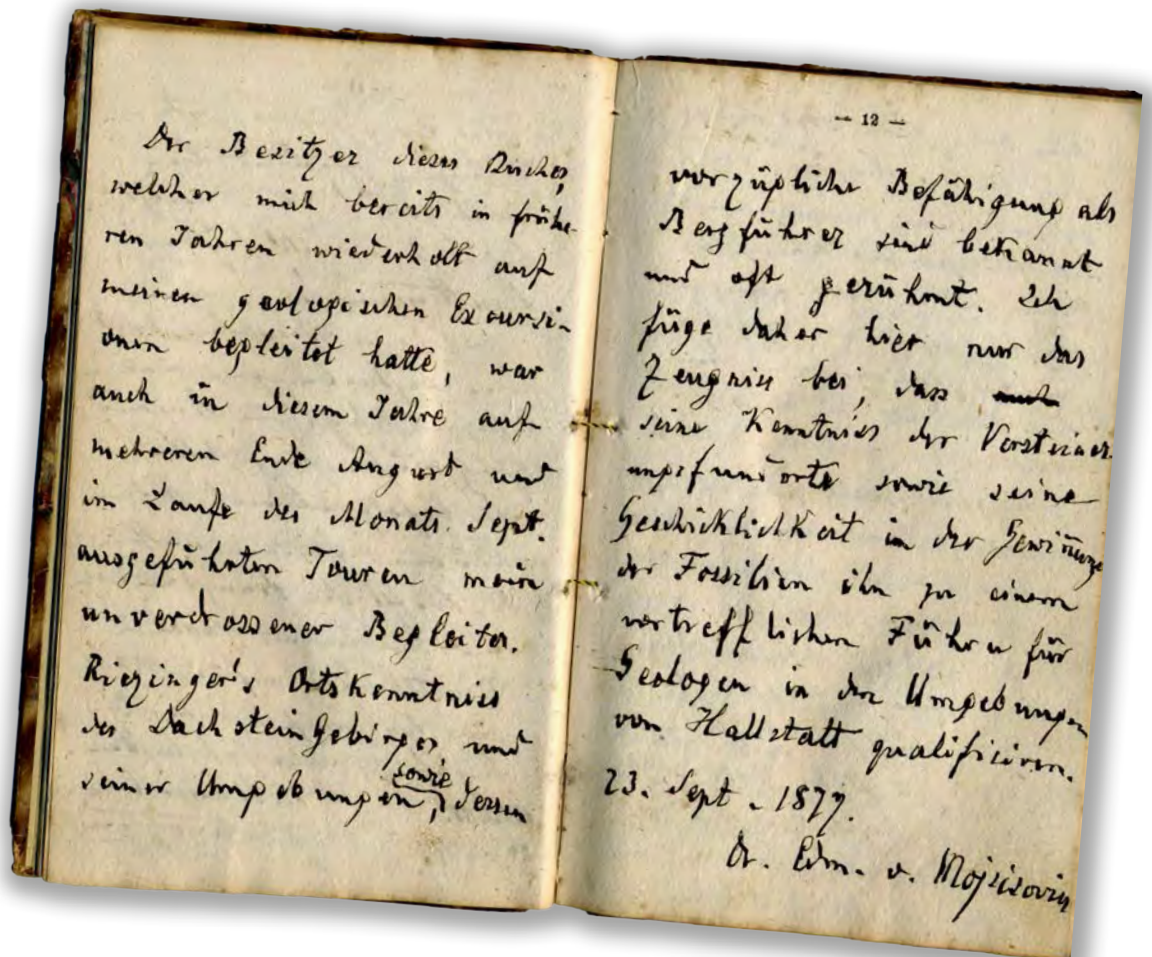


Abb. 8.
Empfehlungsschreiben
von Edmund von Mojsisovics im Bergführer-
Buch.
Foto: Alexander Savel.

Empfehlungsschreiben von Edmund von Mojsisovics

Mit seiner unverkennbaren „krakelig-zittrigen“ Schrift empfahl Edmund von Mojsisovics seinen bewährten Begleiter Riezinger als Bergführer wie folgt (Abb. 8):

„Der Besitzer dieses Buches, welcher mich bereits in früheren Jahren wiederholt auf meinen geologischen Exkursionen begleitet hatte, war auch in diesem Jahre auf mehreren Ende August und im Laufe des Monats Sept. ausgeführten Touren mein unverdrossener Begleiter. Riezinger's Ortskenntnis des Dachsteingebirges, und seiner Umgebungen, sowie dessen vorzügliche Befähigung als Bergführer sind bekannt und oft gerühmt. Ich füge daher hier nur das Zeugnis bei, dass seine Kenntnis der Versteinerungsfundorte sowie seine Geschicklichkeit in der Gewinnung der Fossilien ihn zu einem vortrefflichen Führer für Geologen in den Umgebungen von Hallstatt qualificiren. 23. Sept. 1877. Dr. Edm. v. Mojsisovics.“

Die lang anhaltende gute Beziehung zwischen Riezinger und Mojsisovics veranlasste Frau Charly von Mojsisovics (geb. 3. Dezember 1846, gest. 31. Juli 1922) sogar dazu, Riezinger brieflich vom Ableben ihres Mannes zu informieren und legte dem Schreiben ein Bild des pompösen Grabmals bei (Abb. 9).

Empfehlungsschreiben von Eduard Suess

Auch Eduard Suess empfahl Riezinger mit warmen Worten: „Führer Vincenz Rietzinger [sic!] hat mich im J. 1885 und wieder im J. 1890 [13.–15. Juli] in der Gesellschaft von je 8–9 Studierenden der Geologie auf dem Plateau des Dachsteins bis zur Simony Hütte und auf den Hierlatz geführt u. sich dabei jedes Mal nicht nur als ein vortrefflicher Führer sondern auch als ein guter Organisator von Ausflügen für größere Gesellschaften erwiesen. Derselbe ist ein vortrefflicher Kenner der Alpenflora u. in Hallstatt der beste Kenner der geologischen Schichtfolgen in diesem ausgedehnten u. interessanten Hochgebirge. Hallstatt, 16. Juli 1890. E. Suess.“

Vinzenz Riezinger und die Wissenschaftler

Wie schon sein berühmter Vorgänger als Bergführer für die damalige Elite der Naturforscher, Johann Wallner (1802–1878), war auch Vinzenz Riezinger ein unentbehrlicher Natur- und Bergführer sowie ein begnadeter Fossiliensammler. Fossiliensammler waren und sind die unverzichtbaren Partner der Geologen, wobei im Idealfall eine enge Zusammenarbeit zwischen beiden besteht. Nicht selten bedankte sich ein dankbarer Geologe mit der Benennung eines Fossils nach seinem Sammlerfreund. So belegte auch Mojsisovics eine neue Ammonitenart mit dem Artnamen „*riezingeri*“ Mojsisovics (1893; siehe Abb. 10).

Briefe von Friedrich Simony

Auch der Genius loci, Friedrich Simony, vertraute in seinen späteren Lebensjahren auf Vinzenz Riezinger als Führer, und wandte sich während der Abfassung seines „*Dachsteingebietes*“ (SIMONY, 1889–1895) zweimal brieflich mit der Bitte um diverse Auskünfte an seinen „*Lieben alten Freund Riezinger*“. Diese mehrseitigen Briefe sind im Besitz der Familie Riezinger erhalten.

Schwierige Beziehung – ein Brief von Ernst Kittl

Die Beziehungen zwischen Fossiliensammlern und Geologen sind jedoch nicht immer einfach. Im Idealfall besteht eine Symbiose, in der sich beide Seiten partnerschaftlich ergänzen. Manchmal ist aber leider das Gegenteil der Fall: Eine oder auch beide Seiten fühlen sich missverstanden, übertölpelt oder gar ausgenutzt.

Über eine Querele, bei der es um die Überlassung von Fossilien an das k. k. Hofmuseum ging, die Riezinger



Abb. 9. Ehrengrab von EDMUND VON MOJSISOVICS am Wiener Zentralfriedhof. Foto: Alexander Savel.

wegen des zu erwartenden höheren Erlöses aber lieber Herrn Seeauer überlassen hätte, berichtet ein vierseitiger Brief von Ernst Kittl, Geologe am k. k. Hofmuseum in Wien, an Vinzenz Riezinger, dd. „Steg, 5. Juli 1900“ (Abb. 11):

„Lieber Herr Riezinger!

Im Besitze Ihrer Karte vom heutigen Tage melde ich Ihnen, dass ich die von mir bezeichneten Stücke [diverse Fossilien] nicht für mich als Privatmann wünsche, sondern für das Museum, dessen Beamter ich bin.

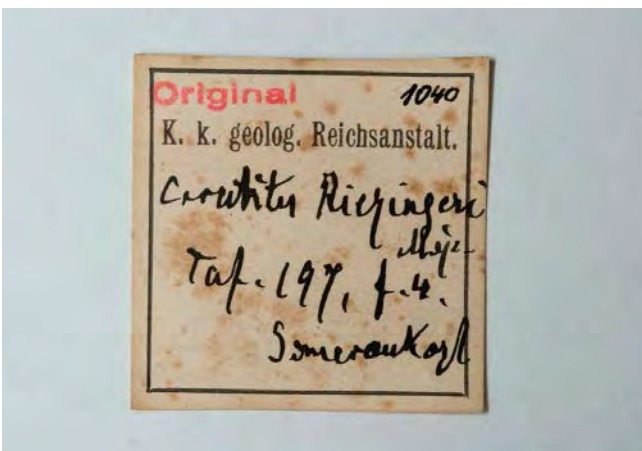


Abb. 10. Sammlungsetikette der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Den Ammoniten *Ceratites riezingeri* benannte Mojsisovics (1893) im Band „Die Cephalopoden der Hallstätter Kalk“ seiner mehrteiligen Monographie „Das Gebirge um Hallstatt“ nach Vinzenz Riezinger. Unverwechselbar ist die krakelige Handschrift von Mojsisovics. Foto: Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt.



Abb.11. Briefkuvert adressiert von Ernst Kittl an Vinzenz Riezinger. Foto: Alexander Savel.

Ich möchte daher nicht auf diese Stücke verzichten. Die von mir ausgewählten 19 Stück sind zum größten Teil Ammoniten welche zur Ergänzung der Museumssammlung dienen sollen. [...] Was aber am dringendsten wäre, sind einige kleine unansehnliche Stücke, die Schnecken, welche ich jetzt bearbeite, die mir daher sehr nöthig wären. Wenn Sie daher schon das Übrige unbedingt dem Herrn Seeauer übergeben müßen, so verschaffen Sie mir wenigstens die Schnecken. Ich glaube, dass weder Herr Seeauer noch Sie mir in diesem Falle weitere Schwierigkeiten machen werden. Von Herrn Seeauer insbesondere nehme ich an, dass er zu Gunsten des Hofmuseums gerne auf die wenigen Stücke verzichten wird. Ich werde ihm in dieser Angelegenheit einige Zeilen schreiben.“

Am Briefende:

„In der Erwartung, dass Sie dem Hofmuseum zuliebe es doch noch möglich machen werden, meinem oben geäußerten Wunsche nachkommen zu können, grüßt Sie bestens Ihr ergebener E. KITTL, k.u.k. Custos.“

Kittl oblag im Rahmen des 9. Internationalen Geologen-Kongresses, der im Jahr 1903 in Wien stattfand, die Vorbereitung einer mehrtägigen Exkursion und die Abfassung eines geologischen Exkursionsführers für das Salzkammergut. Letzterer (KITTL, 1903) ist auch heute noch ein beachtetes Standardwerk.

Liest man den Brief Kittls, verwundert es nicht, dass sich Riezinger gelegentlich von den Wissenschaftlern bedrängt und ausgenutzt fühlen musste, was er als Conclusio in seiner Autobiographie so formulierte:

„Möge sich für die Zukunft jeder hüten, für die Wissenschaft als Arbeiter zu sorgen, denn in Österreich muß man samt der Mühe und Arbeit verhungern.“

Diese bittere und für die österreichischen Erdwissenschaftler nicht gerade schmeichelhafte Einsicht war wohl als Warnung für seine Familiennachkommen – eigene Kinder hatte er ja keine – gedacht. Vinzenz Riezinger lebt noch heute in seinen Aufsammlungen weiter, die in einigen der weltweit bedeutendsten naturwissenschaftlichen Museen Wissenschaftler und Besucher erfreuen.

Dank

Der Familie RIEZINGER in Hallstatt herzlichen Dank dafür, dass ich versuchen durfte, diesen für die Wissenschaft so verdienstvollen Mann der Vergessenheit zu entreißen und von einem Phantom, dessen Namen nur noch auf Samm-

lungsetiketten international bedeutender Museen existiert, wieder zu einem Menschen aus Fleisch und Blut zu machen. Alexander SAVEL (Bad Ischl) verdanke ich nicht nur den Kontakt zur Familie RIEZINGER, sondern auch die fotografische Dokumentation der im Familienbesitz vorhande-

nen Dokumente im Zusammenhang mit Vinzenz RIEZINGER. Irene ZORN und Ilka WÜNSCHE (beide Geologische Bundesanstalt, Wien) danke ich für das Foto der Sammlungsetikette, Hans Jörgen URSTÖGER und Karl WIROBAL (beide Hallstatt) für das Foto der Abbildung 1.

Literatur

KITTL, E. (1903): Geologische Exkursion im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). – 9. Internat. Geologen-Kongress, Exkursionen in Oesterreich, **4**, 1–118, Wien.

KURZ, M. (1995): Hans Riezinger Chronik – Aufzeichnungen eines Hallstätter Bergmeisters aus dem 18. Jahrhundert. – 17 S., Hallstatt (Musealverein Hallstatt).

LOBITZER, H. (2009a): Vinzenz Riezinger (1835–1915): Fossilien-sammler und Steinschleifer. – Traunspiegel, **14/151**, 16–17, Lauffen/Bad Ischl.

LOBITZER, H. (2009b): Das Bergführer-Buch des Vinzenz Riezinger. – Traunspiegel, **14/156**, 16–17, Lauffen/Bad Ischl.

MOJSISOVICS, E. v. (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – In: Das Gebirge um Hallstatt. I. Abth., 2. Band. – Abh. Geol. R.-A., **6**, 2. Hälfte, X + 835 S., Wien.

NOÉ, H.A. (1875): Deutsches Alpenbuch. Die deutschen Hochlande in Wort und Bild. Die Ostalpen. 1. Abth., Band **1**: Salzkammergut, Oberbaiern, Algäu. Naturansichten und Gestalten. – VI + 624 S., Glogau (Flemming).

SIMONY, F. (1889–1895): Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. Nach eigenen photographischen und Freihandaufnahmen illustriert und beschrieben. – IV + 152 S., Wien (Ed. Hölzel).

Eingelangt: 3. Oktober 2013, Angenommen: 22. Oktober 2013

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2007–2012

Im Zuge der Umstellung auf das neue topographische 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 (Jb. Geol. B.-A., 150/3-4, 2010) erläutert.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 16 Freistadt

Bericht 2012 über geochemische und petrographische Untersuchungen an kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse entlang der Gaspipeline West-Austria-Gasleitung auf den Blättern 16 Freistadt und UTM 4313 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER & FRITZ FINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Durch die Erweiterung der Gaspipeline WAG II zwischen Abfoltern (ca. 5 km nördlich Freistadt) und Ortschlag (ca. 3 km westlich Bad Leonfelden) wurde eine etwa 17 km lange Aufschlussstrecke im Kristallin der Böhmisches Masse freigelegt. Die nur kurzfristig zugänglichen Aufschlüsse wurden größtenteils von Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt (Manfred Rockenschau, Manfred Linner, Christoph Iglseider) und zum Teil von David Schiller geologisch aufgenommen und systematisch beprobt. Etwa 60 Gesteinsproben wurden eingeholt und anschließend am Fachbereich Materialforschung und Physik der Universität Salzburg einer geochemischen und petrographischen Untersuchung unterzogen. Gesteinsdünnschliffe wurden an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) angefertigt, die geochemischen Analysen erfolgten mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie in Salzburg unter Verwendung eines Gerätes der Firma Bruker S4 Pioneer. Zur Probenpräparation und Analysegenauigkeit siehe z.B. HUMER, Der Weitrauer Pluton im nordwestlichen Waldviertel (Niederösterreich), Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 2003. Außerdem wurden Schwermineralkonzentrate für Zirkonuntersuchungen hergestellt.

Die Pipeline-Traversal durchläuft die Kartenblätter Freistadt (ÖK 16) und Haslach an der Mühl (ÖK 50-UTM 4313). Im Blattgebiet von Freistadt weist die existierende geologische Karte im Maßstab 1:50.000 (SCHUBERT et al., Geol. Karte d. Rep. Österr. 1:50.000, Bl. 16 Freistadt, Geol. B.-A., 2010) im Pipeline-Verlauf größtenteils Weinsberger Granit und Schlierengranit als Umgebungsgestein aus. Mit eigenem Legendeneintrag sind stellenweise Übergangsbereiche zwischen diesen beiden Gesteinstypen ausgeschieden, nämlich dort wo eine intensive Vermischung in Form einer engständigen Wechsellagerung beobachtbar ist. Eine weitere wichtige Granitart des Gebietes ist der Migmagranit. Im Pipeline-Verlauf sind zwar keine größeren Körper dieser Granitart kartiert, allerdings ist bekannt, dass Gänge von Migmagranit praktisch die ganze Region durchsetzen.

Die auf Blatt Haslach befindliche Hälfte der Traverse durchläuft laut Geologischer Karte von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, Geol. Karte von Oberösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2006) hauptsächlich Schlierengranit, im westlichsten Teil auch Feinkorngranit (Typus Mauthausen).

Die auf den neueren geologischen Gebietskarten der GBA (ÖK 50 Freistadt, Oberösterreichkarte) verwendete Grobgliederung der kristallinen Gesteine in Weinsberger Granit, Schlierengranit und Migmagranit kann auch als Grundlage für den folgenden Bericht dienen. Zusätzlich werden als eigene Gesteinsgruppe diverse Einschaltungen mafischer Gesteine beschrieben, die ausführlich beprobt wurden. Extra behandelt werden auch eine Reihe heller, z.T. Granat führender Ganggranite, die besonders im Westabschnitt des Profils auftreten.

Weinsberger Granit

Untersuchte Proben: FS1, FS10, FS11, FS12g, FS17, FS23, FS27, G2g, G14g, G26g, G30

Der Weinsberger Granit ist aufgrund seines groß- bis riesenkörnigen Gefügebildes makroskopisch sehr einfach zu erkennen, wenngleich vor allem im Kontakt zu Schlierengranit oft etwas unreine Mischtypen mit heterogener Verteilung der Großkalifeldspate zu beobachten sind (z.B. Probe FS1, FS11, FS12, FS8, FS23).

Im Großen und Ganzen ist der entlang der Pipeline auftretende Weinsberger Granit mit den Weinsberger Granitvorkommen der Mühlzone (FUCHS & THIELE, Erl. zur Übersichtskarte des Kristallins im westl. Mühlviertel u. im Sauwald, Oberösterreich, Geol. B.-A., 1968; FINGER, 1985, Jb. Geol. B.-A., 128, 383–402; FRASL & FINGER, Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald, Reihe Exkursionsführer der ÖGG, 1988) gut vergleichbar, unter anderem, weil zumeist eine deutliche herzynische Regelung der Kalifeldspate zu beobachten ist. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Gefügeprägung, die noch im magma-

tischen Zustand, also unter Anwesenheit von Schmelze erfolgte.

Der Kalifeldspat liegt fast ausschließlich in Form von Großkristallen vor. Diese zeigen im Mikroskop deutliche Mikroklingitterung und grobperthitische Entmischungen. Am Rand sind sie teilweise zu Myrmekit umgewandelt.

Die Plagioklase sind durchwegs ebenso gut idiomorph wie die Kalifeldspate, erreichen aber selten eine Größe von mehr als einem halben Zentimeter. Sie zeigen fast immer Albitlamellierung und besitzen relativ konstante An-Gehalte um 20–30 und zeigen normalen Zonarbau.

An mafischer Komponente findet sich, abgesehen von kleinen Opakmineralen, praktisch nur der Biotit. Hornblende oder Pyroxen wurden niemals beobachtet. Allerdings kommt der Biotit nicht nur in Form großer idiomorpher Kristalleiten vor, sondern auch in Nestern in symplektitischer Verwachsung mit Quarz (z.B. FS12). Es ist gut möglich, dass solche Quarz-Biotit-Verwachsungen Umwandlungsprodukte nach älterem frühmagmatischem Orthopyroxen sind (FINGER & CLEMENS, Contributions to Mineralogy and Petrology, 120, 1995).

	FS1	FS10	FS11	FS12g	FS17	FS23	FS27	G2g	G14g	G26g	G30
SiO ₂	65,58	70,95	66,24	64,58	69,94	69,16	70,85	67,05	69,31	70,52	64,57
TiO ₂	0,83	0,48	0,88	0,97	0,43	0,67	0,36	0,48	0,51	0,45	0,74
Al ₂ O ₃	15,40	14,18	15,27	15,24	15,40	14,96	14,43	15,91	14,99	14,66	16,68
Fe ₂ O ₃	5,25	2,66	4,89	5,27	2,08	3,15	1,79	2,67	2,44	2,25	3,65
MnO	0,07	0,03	0,06	0,07	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03	0,05
MgO	1,15	0,67	1,35	1,47	0,61	1,03	0,59	0,77	0,60	0,71	1,15
CaO	2,69	1,44	2,35	2,31	1,98	2,16	2,04	1,91	1,78	2,01	2,95
Na ₂ O	3,70	2,78	3,39	3,65	3,14	3,00	3,13	2,99	3,12	3,15	3,54
K ₂ O	4,00	5,83	4,43	3,83	5,31	4,69	4,70	6,78	4,87	4,31	4,72
P ₂ O ₅	0,36	0,18	0,32	0,38	0,17	0,29	0,16	0,19	0,22	0,18	0,29
GV	1,70	1,12	1,27	0,98	0,49	1,17	1,50	1,49	1,69	1,97	0,74
Sum	100,74	100,32	100,45	98,76	99,56	100,31	99,57	100,27	99,55	100,24	99,07

Rb	188	192	230	255	202	126	145	202	203	150	152
Sr	230	176	150	155	171	359	171	268	161	177	232
Ba	846	972	624	527	818	1177	871	1656	695	773	1143
Th	23	65	71	49	38	45	26	15	43	35	41
La	47	87	105	73	65	66	49	34	58	58	89
Ce	112	149	194	156	96	130	72	59	113	89	120
Nd	44	84	87	63	56	56	47	34	52	57	84
Ga	22	18	24	24	18	18	18	17	20	19	21
Nb	19	11	19	27	9	11	8	16	13	12	18
Zr	462	255	429	479	217	365	200	256	277	210	329
Y	41	25	52	62	30	16	15	21	24	24	31
Sc	6	9	10	14	9	10	2	6	8	6	10
Pb	25	36	28	27	33	31	29	34	29	30	31
Zn	94	51	101	127	38	46	37	51	51	38	63
V	41	26	48	54	22	38	18	30	23	22	36
Co	10	4	9	6	3	6	4	3	5	5	8
Cr	16	9	42	28	10	15	7	8	5	13	17
Ni	8	8	8	8	6	7	4	6	6	5	9

Tab. 1. Analysen von Weinsberger Granit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Einige der Proben sehen zwar im Handstück nahezu undeformiert aus (z.B. Probe G14), im Dünnschliff zeigen sich aber auch bei diesen Proben Anzeichen von heißer Deformation. Vor allem die Feldspate zeigen oft randliche Rekristallisation in Form von Subkornbildung. Ihre Zwillingslamellen und die Mikroklingitterung sind z.T. deformiert und es tritt nicht selten auch das Phänomen einer wandernden undulösen Auslöschung auf, wie sie in granitischen Gesteinen sonst meist nur beim Quarz vorliegt. Als Subsolidus-Bildung beobachtet man im Weinsberger Granit gelegentlich etwas feinkristallinen Muskovit, manchmal auch kleine Epidotkörner.

An Akzessorien findet man in den untersuchten Proben von Weinsberger Granit: Apatit, Zirkon, manchmal Monazit, oft auch einzelne bis zu mm große Allanitkristalle. Die Opakphase ist fast nur Ilmenit. Die genannten Akzessorien sind vorwiegend in Biotit eingeschlossen. Monazit, Zirkon und Allanit verursachen dabei starke pleochroitische Höfe.

Die Untersuchung der Zirkontrachten legt nahe, dass der Weinsberger Granit im Bereich der Pipeline im Wesentlichen als Weinsberger Granit I (STÖBICH, Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel, Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 1992; FINGER & CLEMENS, 1995, Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 311–326) anzusprechen ist. Die Zirkone zeigen nämlich durchwegs die für Weinsberger Granit I typische Dominanz der {100} und {101} Kristallflächen.

Die in diesem Bericht neu vorgelegten geochemischen Daten (Tabelle 1) fügen sich gut in die Bandbreite der bisher für den Weinsberger Granit I veröffentlichten Analysen (FRASL & FINGER, European Journal Mineralogy, 3, Beiheft 2, 23–40, 1991; FINGER & CLEMENS, 1995; GERDES, Geochemische und thermische Modelle zur Frage der spätorogenen Granitgenese am Beispiel des Südböhmischen Batholiths: Basaltisches underplating oder Krustenstapelung?, Diss. Univ. Göttingen, 1997). Die analysierte Probenreihe bildet z.B. die charakteristische, relativ große SiO₂ Variation dieses Granittyps ab (65–72 Gew. %), ganz mafische Endglieder wie die Sarleinsbacher Variante des Weinsberger Granits (mit nur ca. 60 Gew. % SiO₂) wurden allerdings im Pipeline-Profil nicht gefunden. Mit ihren relativ niedrigen A/CNK Werten von 1,0–1,1 sind die Weinsberger Granite entlang der Pipeline definitiv als I-Typ Granite anzusprechen, was die Zuordnung zum Weinsberger Granit I bestätigt.

Die beobachtete Variabilität bei den Proben von Weinsberger Granit I kann vermutlich hinreichend durch bestimmte Fraktionierungsprozesse bei der Magmenkristallisation erklärt werden. Die biotitreicheren Varianten (Proben FS1, 11, 12) zeigen gleichzeitig erhöhte Gehalte an Zr, P, Ti, LREEs oder Cr, ein Phänomen, das am ehesten durch magmatische Akkumulation von Biotit (und eventuell ehemaligen Orthophyroxen) mitsamt den darin eingeschlossenen, frühmagmatischen akzessorischen Mineralphasen wie Zirkon, Apatit, Monazit, Allanit, Ilmenit zustande gekommen sein dürfte. Umgekehrt beobachtet man kaum irgendwo solche Varianten von Weinsberger Granit I, die Eigenschaften hochentwickelter granitischer Restschmelzen besitzen, was bedeuten könnte, dass die Hauptkristallisation des Granitmagmas relativ rasch stattgefunden hat, sodass sich höher entwickelte Restschmelzen nicht abtrennen konnten.

Schlierengranit

Untersuchte Proben: FS18, FS20, FS21, G34

Der Schlierengranit ist u.a. durch das Vorliegen porphyrischer Kalifeldspatkristalle von 1 cm und größer definiert (FINGER, 1985), ebenso wie durch eine mehr oder weniger stark ausgeprägte inhomogen-schlierige Mineralverteilung mit herzynischer Regelung. An manchen Stellen des Mühlviertels sind völlig fließende Übergänge zum Weinsberger Granit in Bezug auf die Korngröße gegeben (Günther FRASL, pers. Mitt.), im Pipeline-Anschnitt ist der Schlierengranit aber zumeist deutlich feinkörniger als der Weinsberger Granit, und an den unmittelbaren Kontakten besteht demnach im Allgemeinen ein sehr deutlicher Hiatus zwischen den beiden Granitarten. In der Mühlzone im Gebiet der Donauschlingen wurde der Schlierengranit ursprünglich als das gegenüber dem Weinsberger Granit ältere Magma eingestuft (FRASL & FINGER, 1988). Bei der Kartierung von Blatt 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010) haben die Bearbeiter hingegen vielfach die Beobachtung gemacht, dass der Schlierengranit den Weinsberger Granit gangförmig durchdringt, wobei die Kontakte oft stark buchtig und nicht geradlinig ausgebildet sind. Letzteres Phänomen kann dahingehend gedeutet werden, dass der Weinsberger Granit selbst noch nicht völlig verfestigt bzw. noch in teilmagmatischem, beweglichem Zustand war, als der Schlierengranit intrudierte.

Die Auswertung der oben genannten Proben aus der Pipeline-Künette hat klar ergeben, dass der Schlierengranit gegenüber dem Weinsberger Granit einige klar abweichende petrographische Eigenschaften aufweist. Hier ist vor allem das verbreitete Auftreten von etwas Amphibol neben Biotit zu nennen. Eine weitere Eigenheit des Schlierengranits sind die zahlreichen idiomorphen Titanite, die oft schon mit freiem Auge sichtbar sind und bisweilen bis zu einem Zentimeter groß werden können. Das Auftreten von Amphibol und Titanit ist Ausdruck einer (im Vergleich zum Weinsberger Granit) relativ hohen Kalziumaktivität im Magma, die auch in den geochemischen Daten sichtbar wird (siehe weiter unten) und die Einstufung des Gesteins als I-Typ Granit rechtfertigt.

Im Dünnschliff fällt auf, dass viele Kalifeldspate des Schlierengranits kaum Mikroklingitterung und Perthitmischung zeigen. Bei den Proben aus dem Pipeline Bereich war im Allgemeinen eine deutliche Vormacht des Plagioklases (An ca. 20–40) gegenüber dem Kalifeldspat zu diagnostizieren, sodass von einer generell granodioritischen Zusammensetzung zu sprechen ist.

Ein wichtiger Unterschied zum Weinsberger Granit zeigt sich im akzessorischen Mineralbestand, und zwar u.a. durch das bereits erwähnte massive Auftreten von Titanit (einerseits groß und magmatisch, andererseits als sekundäre Ausscheidung auf den Biotitpaltflächen). Während Allanit und auch Epidote relativ oft beobachtbar sind, fehlt im Schlierengranit der Monazit, und auch der im Weinsberger Granit ziemlich häufige Ilmenit hat kaum Bedeutung. Die generell spärlichen Opakminerale im Schlierengranit sind vorwiegend Sulfide, v.a. Pyrit. Apatit und Zirkon sind im Schlierengranit und Weinsberger Granit etwa gleichermaßen vertreten, und auch die Zirkontrachten im Schlierengranit sind ganz ähnlich wie im Weinsberger Granit I, nämlich ausgestattet mit großen {100} und {101} Kristallflächen bei meist gedungenen Kristallumrissen. Magmatische, oszillierende Zonarbaue sind in den Zirkonen

verbreitet, und im Inneren befindet sich nicht selten ein rundlicher übernommener Kern.

In den geochemischen Daten zeichnen sich die Schlierengranite (Tabelle 2) gegenüber dem Weinsberger Granit durch deutlich erhöhte MgO-, CaO- und Sr-Gehalte bei intermediären SiO₂-Gehalten (62–67 Gew. %) aus. FeO und MgO sind leicht erhöht, die Konzentration der siderophilen Elemente Cr, Ni, Co, V, Zn ist gegenüber dem Weinsberger Granit ebenfalls etwas erhöht. Auffällig ist auch die hohe Magnesiumzahl (0,52–0,55), die untersuchten Proben von Weinsberger Granit reichen nur von 0,3 bis 0,4. Hingegen fällt auf, dass die Th-Gehalte im Schlierengranit durchwegs niedriger sind als im Weinsberger Granit. Die A/CNK Werte pendeln um 1 und liegen z.T. schon im metalumischen Bereich. Der Schlierengranit ist somit aufgrund seiner Geochemie als eigenständiges Magma mit eigenständiger Petrogenese zu deuten.

Migmagranit

Beim Migmagranit können, wie auch auf der Legende zu Blatt 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010), bereits rein

	FS 18	FS 20	FS 21	G34
SiO ₂	62,96	62,96	66,67	65,12
TiO ₂	0,80	0,87	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	16,23	16,28	14,91	16,37
Fe ₂ O ₃	4,25	4,63	4,01	3,51
MnO	0,05	0,06	0,05	0,05
MgO	2,36	2,73	2,48	2,12
CaO	3,95	3,73	3,04	3,45
Na ₂ O	3,59	3,35	3,61	3,39
K ₂ O	4,02	3,55	3,01	4,12
P ₂ O ₅	0,36	0,42	0,22	0,24
GV	2,23	1,73	1,52	1,23
Sum	100,79	100,29	100,2	100,26

Rb	154	146	130	123
Sr	684	457	382	595
Ba	1980	1149	854	2312
Th	27	7	1	1
La	99	38	25	24
Ce	68	44	21	30
Nd	68	45	14	13
Ga	19	20	18	19
Nb	9	13	11	9
Zr	231	254	185	299
Y	18	23	12	10
Sc	5	15	6	9
Pb	17	15	14	20
Zn	64	74	54	53
V	77	86	71	70
Co	13	13	11	8
Cr	29	55	57	65
Ni	13	23	29	23

Tab. 2. Analysen von Schlierengranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

makroskopisch zwei Subtypen unterschieden werden, nämlich der Biotit führende Normaltypus (erstbeschrieben in FRASL, Verh. Geol. B.-A., 1959, A23–A27, detailliertere Bearbeitung durch KRENN, Zur Petrologie und Geologie der Migmagranite des Südböhmischen Batholiths, Dipl. Arb. Univ. Salzburg, 2000), sowie ein leukokrater, zweiglimmeriger Typus mit Muskovit. Es ist anzumerken, dass der Migmagranit im vorliegenden Bericht durch eine große Probenanzahl repräsentiert ist, die sicherlich in einem Missverhältnis zum relativ geringen Aufschlussvolumen des Gesteins entlang der Pipeline steht (im Wesentlichen sind es nur Gänge), aber u.a. dadurch gerechtfertigt erscheint, dass der Gesteinstyp bisher vergleichsweise wenig bearbeitet wurde.

Untersuchte Proben:

Heller Typus: FS4, FS5, FS6, FS9, FS13, FS 25-hell, G6, G10

Normaltypus: FS2, FS8, FS15, FS22, G9, G12f, G14f, G20, G25, G26a, G26f, G28a, G31, G35

Die Migmagranite unterscheiden sich durch ihre generelle Feinkörnigkeit (im Allgemeinen 1–5 mm) sehr deutlich vom Weinsberger Granit und durch das Fehlen größerer Kalifeldspate auch einigermaßen deutlich vom Schlierengranit. Gegenüber dem ebenfalls feinkörnigen Mauthausener Granit sind sie vor allem an Hand geochemischer Kriterien und auch aufgrund der Zirkontrachtausbildung eindeutig abgrenzbar (KRENN, 2000).

In den nur mäßig dimensionierten und z.T. tiefgründig verwitterten Aufschlüssen der Pipeline-Künette waren die Kontaktverhältnisse der Migmagranite zu den Umgebungsgesteinen nicht in jedem Fall klar sichtbar. Es ergaben sich jedoch unseres Wissens nach keine offensichtlichen Widersprüche zur heute vorherrschenden Meinung, wonach die Migmagranite sowohl den Weinsberger Granit wie auch den Schlierengranit in Gängen durchsetzen und somit vergleichsweise etwas jünger sein müssen (vgl. FRASL & FINGER, 1988).

Durch die Feinkörnigkeit und den relativ feinverteilten Biotit wirkt der Normaltyp des Migmagranits im Handstück häufig mafischer als z.B. der Weinsberger Granit. Dieser Eindruck bestätigt sich in den geochemischen Analysen jedoch nicht, denn der Normaltyp des Migmagranits besitzt eine durchaus ähnliche SiO₂ Variationsbreite wie der Weinsberger Granit (65–72 Gew. %) und auch ähnliche Gehalte an Eisen und Magnesium. Generell erbrachten die hier durchgeführten geochemischen Analysen (Tabelle 3) das überraschende Ergebnis, dass Weinsberger Granit I und der Normaltyp des Migmagranits auf geochemischer Basis überhaupt nicht scharf zu diskriminieren sind. Trotz des makroskopisch signifikant unterschiedlichen Erscheinungsbildes gehen beide Granitarten somit offenbar auf ein chemisch ähnliches Magma aus einer ähnlichen, eventuell sogar der gleichen Quelle zurück. Im Unterschied zum Weinsberger Granit beinhaltet die Migmagranitgruppe allerdings höher fraktionierte Varianten (helle zweiglimmerige Typen).

In Harker-Diagrammen ordnen sich die Analysen der Migmagranite entlang relativ gut definierter Trends an, welche am ehesten im Sinne einer magmatischen Differentiation durch fraktionierte Kristallisation gedeutet werden können. Die helleren zweiglimmerigen Migmagranite können als moderat differenzierte Restmagmen interpretiert werden.

Abgesehen von höheren SiO₂ Gehalten und geringeren Anteilen an MgO, FeO und CaO sind der Strontium- und der Zirkoniumgehalt in diesen sauren Migmagraniten deutlich reduziert (Tab. 4).

Mit ganz wenigen Ausnahmen zeigen die Migmagranite einen charakteristisch hohen Th-Gehalt von über 30 ppm, der insbesondere bei den leukokraten Typen oft in den Bereich von 50 ppm und teilweise bis über 80 ppm ansteigen kann. Diese hohen bis sehr hohen Th-Gehalte sind auch ein wesentlicher Unterschied zum Schlierengranit, der nur selten Werte von über 30 ppm Th erreicht. Hingegen kann der Weinsberger Granit I zumindest fallweise ähnlich hohe Th-Konzentrationen aufweisen.

Im Streckeisendiagramm fallen die meisten Migmagranite ins Granitfeld, vor allem die leukokraten Typen sind stets granitisch und führen viel Kalifeldspat. Gelegentlich können solche sauren Varianten auch etwas größeres Korn (bis 1 cm) und ein pegmatoides Gefüge entwickeln (Probe G6). Biotitreichere Varianten sind hingegen tendenziell eher feinkörnig und im Allgemeinen auch Plagioklas rei-

cher, sodass in diesen Fällen granodioritische Zusammensetzungen vorherrschen.

Im Plagioklas der Migmagranite (An 15–40) sieht man häufig einen idiomorphen normalen Zonarbau, wobei An reichere Kernbereiche manchmal kräftig serizitisiert sind. In solchen serizitisierten Plagioklaskernen kann es durch Sammelkristallisation zum Wachstum größerer Muskovite kommen. Erhöhte Peraluminositätswerte in der chemischen Analyse sind somit eventuell z.T. sekundären Ursprungs, d.h. durch Serizitisierung/Muskovitisierung der Feldspate bedingt.

Die typische akzessorische Mineralparagenese der Migmagranite ist Zirkon, Apatit, Allanit, Ilmenit. Bei den helleren Varianten tritt oft Monazit statt Allanit auf. Die Zirkone der Migmagranite sind häufig korrodiert und randlich angelöst, sodass oft keine Trachten indizierbar sind. Viele Zirkone sind auffällig lang, andererseits gibt es auch eirunde Formen. Flächentragende Zirkone lassen oft eine steile Pyramide {211} in Kombination mit {101} erkennen.

	FS2	FS8	FS15	FS22	G9	G12f	G14f	G20	G25	G26a	G26f	G28a	G31	G35
SiO ₂	69,43	68,06	68,24	69,83	66,17	70,88	66,83	66,79	70,55	70,59	69,48	69,61	68,88	69,26
TiO ₂	0,40	0,71	0,55	0,49	0,74	0,37	0,75	0,76	0,66	0,42	0,48	0,47	0,56	0,45
Al ₂ O ₃	14,75	15,47	15,64	15,53	15,65	14,26	15,79	16,17	14,37	15,33	15,04	15,07	15,08	15,41
Fe ₂ O ₃	2,84	3,25	2,95	2,59	4,58	2,38	4,03	3,94	2,62	2,24	2,49	2,29	2,88	2,66
MnO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	0,93	0,93	0,97	0,90	1,39	0,68	1,05	1,26	0,82	0,72	0,78	0,72	0,82	0,74
CaO	1,79	1,98	1,98	1,16	2,24	1,70	2,32	2,64	1,21	1,47	1,42	1,73	2,04	1,73
Na ₂ O	3,29	3,26	3,55	3,09	3,02	3,18	3,46	3,69	2,55	2,98	2,94	3,26	3,57	3,67
K ₂ O	5,41	4,65	4,25	5,24	5,73	4,66	3,68	4,03	6,05	5,57	5,49	5,18	4,12	5,11
P ₂ O ₅	0,22	0,26	0,25	0,26	0,37	0,17	0,27	0,33	0,28	0,20	0,20	0,21	0,25	0,26
GV	1,56	1,67	1,89	1,54	1,01	0,73	1,47	1,19	1,15	1,05	1,94	0,99	1,41	1,12
Sum	100,66	100,28	100,31	100,68	100,95	99,04	99,68	100,83	100,29	100,59	100,3	99,54	99,63	100,43

Rb	188	222	168	267	178	229	214	173	195	193	187	172	148	164
Sr	329	155	343	164	351	181	185	473	198	209	222	286	182	277
Ba	1226	769	1396	824	1859	859	910	1659	995	1014	1214	1170	680	1111
Th	57	57	32	33	34	49	21	33	67	46	49	39	25	25
La	60	100	47	51	30	66	26	33	111	68	77	56	57	38
Ce	119	156	77	94	103	109	76	84	171	110	121	97	79	69
Nd	56	101	41	55	24	61	21	28	94	64	61	50	48	34
Ga	17	21	17	20	18	17	20	19	17	20	18	18	19	18
Nb	17	17	12	15	18	11	15	15	11	12	12	12	12	12
Zr	187	365	209	240	352	211	283	277	362	227	284	245	245	205
Y	27	48	25	25	24	30	24	26	24	22	28	25	28	23
Sc	7	8	6	10	10	5	9	10	8	8	3	9	3	4
Pb	40	32	31	45	28	31	24	27	35	40	32	32	21	31
Zn	62	74	35	63	80	44	80	63	51	50	44	49	52	42
V	33	42	43	30	56	24	47	63	39	26	30	29	30	33
Co	6	6	6	4	6	4	6	7	3	3	3	5	5	5
Cr	15	17	6	72	13	4	7	20	19	11	7	6	12	4
Ni	6	9	7	7	9	6	6	5	6	6	6	4	7	5

Tab. 3. Analysen von dunklem Migmagranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

	FS4	FS5	FS6	FS9	FS13	FS25h	G6	G10
SiO ₂	73,72	73,49	73,83	80,26	73,13	73,91	74,18	73,81
TiO ₂	0,26	0,23	0,20	0,19	0,23	0,21	0,21	0,22
Al ₂ O ₃	14,08	13,97	13,8	10,15	14,02	13,44	13,74	14,16
Fe ₂ O ₃	1,44	0,77	1,24	0,93	1,37	1,18	1,30	0,86
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
MgO	0,31	0,17	0,26	0,25	0,29	0,31	0,27	0,15
CaO	0,69	0,72	0,80	0,75	0,67	0,85	0,82	0,68
Na ₂ O	2,90	3,26	3,15	2,24	3,28	2,78	3,15	3,24
K ₂ O	6,12	5,71	5,91	4,38	5,58	5,94	5,95	5,93
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,09	0,07	0,12	0,09	0,09	0,13
GV	1,25	1,75	1,61	0,93	1,49	2,21	0,71	1,28
Sum	100,9	100,16	100,92	100,17	100,2	100,91	100,43	100,49

Rb	293	242	276	142	283	161	277	306
Sr	108	117	99	131	92	166	98	96
Ba	522	517	414	464	393	580	421	439
Th	57	52	42	16	44	83	44	39
La	60	54	49	30	43	55	51	43
Ce	122	104	86	48	93	148	92	86
Nd	58	52	52	24	47	57	47	49
Ga	18	17	17	12	18	14	17	19
Nb	14	13	12	4	16	9	14	13
Zr	170	143	105	151	137	151	120	127
Y	29	33	30	10	30	23	29	28
Sc	4	3	6	3	4	2	2	8
Pb	41	39	49	25	41	41	39	44
Zn	38	17	30	24	26	25	28	26
V	8	8	9	12	9	9	6	2
Co	2	2	1	2	1	1	2	3
Cr	1	1	4	3	4	3	7	1
Ni	4	3	3	4	4	3	4	4

Tab. 4.
Analysen von hellem Migmagranit. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Mafische Gesteine

In diesem Kapitel werden alle mafischen Proben mit M (Anteil mafischer Minerale) > 30 % abgehandelt. Bei diesen mafischen Proben handelt es sich zum Teil um feinkörnige Gänge, die in ähnlicher Weise wie die Migmagranite den Weinsberger Granit durchsetzen. Diese mafischen Gänge bilden zum Teil gemischte Spaltenfüllungen mit Migmagranit (Kombigänge – vgl. Probe FS25 und G14), sodass jedenfalls von einer genetischen Verbindung auszugehen ist.

Der zweite Subtyp mafischer Gesteine steht in Verbindung zum Schlierengranit und bildet dort verschieden große, dunkle magmatische Einschlussmassen (vermutlich durch Minglingprozesse eingemischt). Diese mafischen Gesteine sind mittelkörnig und sie treten besonders im Bereich der Kreuzung der Trasse mit der Landstraße 1489 und östlich daran anschließend großflächig über mehrere 100 m im Grenzbereich zwischen Weinsberger Granit und Schlierengranit auf.

Untersuchte Proben:

Feinkörnige Gänge: FS3, FS25d, G2f, G11, G21, G27, G27a, G36

Mittelkörniger Typ: FS14, FS16, FS26, G15, G33, Igl12–26

Feinkörniger Typus: Obwohl man dazu neigen könnte, die feinkörnigen mafischen Gänge im Gelände als Diorite anzusprechen, ergibt die Dünnschliffauswertung ebenso wie die Geochemie für diese Gesteine zumeist eine granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung, d.h. der Anteil an Quarz ist durchwegs über 20 %. Biotit ist der dominierende mafische Gemengteil, zum Teil tritt etwas Hornblende hinzu.

Was ihre geochemische Zusammensetzung (Tab. 5) betrifft, so schließen die feinkörnigen mafischen Gänge bei etlichen Elementen nahtlos an die Migmagranite an, wodurch sich ebenfalls ein genetischer Zusammenhang ableiten lässt. Eine solche Kontinuität zeigt sich z.B. bei den Ba und Sr-Gehalten, die schon im Normaltyp des Migmagranits hoch sind und zu den mafischen Gängen hin noch ansteigen. Plottet man die Analysen der Migmagranite und der feinkörnigen mafischen Gänge in ein Zr-SiO₂ Diagramm, zeigt sich ein durchgehender, aber geknickter Trend. Bei den mafischen Gängen zeigt sich eine positive Korrelation, d.h. Zr steigt hier mit dem SiO₂ von ca. 150 ppm auf ca. 300 ppm an. Die SiO₂ ärmeren Migmagranite schließen etwa bei diesen Werten an, jedoch ergibt sich mit zunehmender Fraktionierung hin zu den zweiglim-

	FS3	FS25d	G2f	G11	G21	G36	G27	G27a
SiO ₂	64,88	64,50	60,77	66,50	65,03	63,05	61,85	59,87
TiO ₂	0,71	0,76	0,97	0,70	0,88	0,88	1,13	1,50
Al ₂ O ₃	16,2	16,38	16,87	16,23	16,77	16,64	16,8	16,32
Fe ₂ O ₃	4,57	4,80	6,02	3,86	4,10	4,03	5,83	7,08
MnO	0,07	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05
MgO	2,29	2,12	2,69	1,57	1,73	2,33	2,53	2,80
CaO	3,75	3,73	4,20	3,31	3,86	3,83	4,31	3,76
Na ₂ O	4,14	3,97	4,18	3,61	3,87	3,78	3,59	3,33
K ₂ O	2,11	2,07	2,37	3,06	2,88	3,56	2,72	2,82
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,26	0,25	0,27	0,38	0,48	0,41
GV	1,89	1,23	2,06	1,12	1,29	1,38	0,99	1,09
Sum	100,85	99,85	100,48	100,27	100,72	99,92	100,28	99,02

Rb	140	149	190	183	96	120	108	195
Sr	372	354	396	279	550	473	568	165
Ba	416	467	465	922	1589	1420	1469	409
Th	14	7	2	22	11	9	25	2
La	29	39	14	35	50	37	40	35
Ce	42	34	17	64	44	49	61	35
Nd	24	37	15	35	41	34	35	31
Ga	19	19	20	19	19	18	21	28
Nb	17	9	14	11	10	14	14	26
Zr	166	170	132	207	238	279	182	150
Y	17	20	18	23	10	30	31	29
Sc	13	9	14	7	13	8	8	16
Pb	13	13	14	17	11	12	10	12
Zn	77	84	102	67	61	66	84	122
V	85	84	109	58	76	76	125	88
Co	6	10	12	5	8	9	8	15
Cr	27	18	29	12	9	29	15	103
Ni	7	8	10	5	6	16	8	15

Tab. 5.
Analysen der feinkörnigen Diorite. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

merigen Varianten wieder ein fallender, negativ korrelierter Zr-SiO₂ Trend. Derartig geknickte Zr-SiO₂ Trends sind auch in der Literatur beschrieben (CHAPPELL et al., GSA Special Papers, 398, 2004) und gelten als typisch für hochtemperierte I-Typ Granitsuiten. Denselben charakteristisch geknickten Zr-SiO₂ Trend hat KRENN (2000) bei Migmagraniten und assoziierten Dioriten auf Kartenblatt 33 Steyregg erkannt und daraus geschlossen, dass sich die Migmagranite durch Fraktionierung aus mafischen Magmen entwickeln, welche aus dem angereicherten Erdmantel stammen. Wie die Daten aus dem Pipeline-Bereich zeigen, ist diese Interpretation wohl für das gesamte Verbreitungsgebiet der Migmagranite anzuwenden.

Mittelkörnige mafische Gesteine: Der andere in diesem Bericht unterschiedene Typus mafischer Gesteine (der mittelkörnige Typ) teilt mit dem Schlierengranit einige Eigenschaften, etwa das Auftreten von reichlich Titanit und Hornblende zu Lasten von Opakphasen. Die Gesteine sind relativ gleichkörnig, teilweise zeigen sie aber auch größere Feldspate (bis 1 cm). Diese größeren Feldspate, die in der dunklen Grundmasse unregelmäßig verteilt sind, geben dem Gestein ein unruhig-fleckiges Erscheinungsbild. Die Hornblende ist neben dem Biotit ein verbreiteter mafischer

Gemengteil und in den meisten Proben bereits mit freiem Auge erkennbar. Nach Streckweisen haben die Gesteine z.T. granodioritische, zum Teil quarz(monzo)dioritische Zusammensetzung, eine Probe (FS14) ist sogar nahezu quarzfrei und somit ein echter Diorit. Die Gruppe der mittelkörnigen Mafite ist somit generell quarzärmer als die feinkörnigen mafischen Gänge. Kalifeldspat ist in manchen Dünnschliffen gar nicht zu finden, in Probe Igl12-26 finden sich ausnahmsweise mehrere kleinere stark zu Subkörnern zerlegte Kalifeldspate mit Mikroklingitterung. Die Plagioklase zeigen bei moderater Basizität (An 30-50) keinen ausgeprägten Zonarbau, dafür aber nicht selten Subkornbildung und plastische Deformation als Ausdruck hochtemperierter Deformation. In einer der Proben (G33) besteht starke niedrigtemperierte Alteration, wobei die Biotite quantitativ in Chlorit umgewandelt und die Plagioklase weitgehend serizitisiert wurden.

An Akzessorien führen die Proben Allanit, Apatit, Zirkon und viel Titanit, welcher sich teilweise in größeren Kristallen bis 5 mm Durchmesser findet, teilweise als Entmischung an den Spaltflächen der Biotite. In allen Proben tritt auch etwas Ilmenit auf, welcher teilweise an den Rändern zu Titanit umgewandelt ist.

	FS14	FS16	FS26	G15	G33	Igl12-26
SiO ₂	49,33	53,80	59,46	52,88	59,38	61,57
TiO ₂	1,85	1,41	1,62	1,62	1,22	1,26
Al ₂ O ₃	18,50	17,88	16,40	18,68	17,26	15,73
Fe ₂ O ₃	8,50	7,46	7,04	7,30	6,22	5,57
MnO	0,11	0,09	0,11	0,10	0,09	0,07
MgO	5,17	4,32	2,29	5,32	2,98	2,48
CaO	6,01	5,77	3,72	5,82	4,80	3,08
Na ₂ O	3,61	3,60	3,54	3,77	3,61	3,07
K ₂ O	3,97	3,49	3,75	3,35	2,68	4,63
P ₂ O ₅	0,72	0,60	0,61	0,65	0,49	0,52
GV	2,42	1,68	1,84	1,27	1,51	1,43
Sum	100,18	100,09	100,38	100,76	100,24	99,42

	FS12h	G13	H 29a	H29	H30	G7
SiO ₂	72,74	74,36	75,41	74,62	74,87	72,78
TiO ₂	0,11	0,02	0,08	0,06	0,03	0,11
Al ₂ O ₃	13,82	13,53	12,81	13,00	13,09	14,74
Fe ₂ O ₃	0,71	0,65	0,80	1,09	1,07	0,82
MnO	0,01	0,04	0,03	0,13	0,13	0,01
MgO	0,16	0,06	0,14	0,15	0,12	0,17
CaO	0,62	0,25	0,71	0,61	0,71	0,48
Na ₂ O	3,63	2,39	3,31	3,17	2,85	5,65
K ₂ O	6,44	7,86	5,03	5,23	5,4	4,09
P ₂ O ₅	0,29	0,11	0,1	0,11	0,09	0,42
GV	1,60	0,82	0,84	1,38	1,14	0,94
Sum	100,13	100,1	99,24	99,54	99,5	100,20

Rb	256	150	163	190	151	173
Sr	772	728	335	784	462	344
Ba	1172	1319	960	1029	666	1443
Th	5	2	7	2	8	33
La	84	49	47	50	32	97
Ce	82	43	80	44	65	139
Nd	55	44	49	47	33	94
Ga	28	24	22	27	22	21
Nb	17	20	35	21	17	20
Zr	513	333	413	333	354	530
Y	22	30	38	28	27	32
Sc	19	14	20	17	19	10
Pb	14	23	24	12	17	23
Zn	135	102	115	107	101	99
V	185	144	83	182	118	86
Co	22	23	12	24	10	13
Cr	78	69	23	145	51	47
Ni	29	29	9	49	15	20

Rb	207	260	146	148	129	206
Sr	67	59	44	42	91	35
Ba	212	111	62	62	650	128
Th	4	6	u.d.N.	2	11	3
La	10	17	5	4	21	14
Ce	15	17	13	18	28	14
Nd	17	8	2	7	30	9
Ga	22	17	12	11	12	25
Nb	9	u.d.N.	4	5	1	14
Zr	46	22	56	72	58	48
Y	13	19	24	38	33	6
Sc	4	u.d.N.	3	9	8	2
Pb	41	57	49	50	34	27
Zn	21	19	19	16	13	18
V	1	4	u.d.N.	2	2	7
Co	0	1	u.d.N.	1	1	1
Cr	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	1
Ni	4	3	2	2	3	4

Tab. 6. Analysen der grobkörnigen mafischen Gesteine. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Tab. 7. Analysen von hellen Ganggraniten. Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV= Glühverlust, u.d.N.: unter der Nachweisgrenze.

Geochemisch zeigen die Proben beinahe doppelt so hohe Fe₂O₃ und TiO₂-Gehalte als der Schlierengranit (Tab. 6). Trotzdem bestehen gewisse geochemische Verwandtschaften zum Schlierengranit zum Beispiel durch die vorwiegend metalumischen A/CNK Werte und durch die etwas erhöhten Cr und Ni-Gehalte. Die Gesteine können eventuell als Kumulatfazies des Schlierengranits gedeutet werden.

Die Zirkone der mittelkörnigen mafischen Gesteine zeigen stark gerundete unregelmäßige Formen, aufgrund fehlender Idiomorphie sind die Trachten schwer bestimmbar. Viele Körner zeigen einen auffällig gedrungenen Habitus und sind kaum länger als breit.

Helle Ganggranite

Untersuchte Proben: FS12-hell, G13, H29a, H29, H30, G7

Diese 6 Proben saurer Ganggranite (SiO₂-Gehalte von 72–76 Gew. %) können aufgrund ihrer Geochemie (Tab. 7) nicht zu den Migmagraniten gerechnet werden. Zwei der

Proben (H29, H30) führen als Besonderheit etwas Granat (bis zu 1 cm große Körner, teilweise verglimmert und anderwärtig zersetzt). In Probe G7 befinden sich feinfilzige Nester aus Biotit und Muskovit mit etwa 3 mm Durchmesser, die möglicherweise ebenfalls Abbauprodukte von Granat sind.

Die Ganggesteine sind leukokrat und besitzen nur einen geringen Anteil an mafischen Komponenten (abgesehen von den vereinzelt Granaten wenige Biotite sowie 2–3 mm große Muskovite). Zur genetischen Deutung ist ein Diagramm TiO₂ gegen P₂O₅ hilfreich, welches zeigt, dass die 6 Ganggranite deutlich höhere Phosphor/Titan-Verhältnisse aufweisen als die sauren Migmagranite. Auch die viel geringeren SEE und Th-Gehalte (0–11 ppm Th) erlauben eine eindeutige Abgrenzung zu den Migmagraniten. Sowohl das erhöhte Phosphor wie auch die niedrigen SEE und Th-Gehalte sprechen im Prinzip für eine Zuordnung zu einem S-Typ Granit. Eine genetische Verbindung zum Altenberger Granit wäre naheliegend. Allerdings sind Gra-

	H31	G6f	G6g	G6m	G12g	Igl12-25	G28a	FS19
SiO ₂	66,52	70,05	72,45	73,15	72,82	60,19	69,84	67,32
TiO ₂	0,85	0,48	0,01	0,43	0,11	1,65	0,67	0,50
Al ₂ O ₃	15,18	15,7	15,36	13,21	14,40	13,50	14,28	15,55
Fe ₂ O ₃	5,27	2,62	0,46	2,49	0,63	6,67	2,74	2,15
MnO	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,07	0,02	3,05
MgO	1,59	0,80	0,01	0,68	0,11	3,77	0,73	0,84
CaO	2,47	1,93	0,32	1,42	1,27	7,03	0,83	2,09
Na ₂ O	3,94	3,91	3,04	2,98	4,41	3,33	2,50	3,10
K ₂ O	2,29	3,13	7,44	4,09	4,60	2,13	6,57	4,67
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,56	0,16	0,17	1,08	0,29	0,19
GV	1,19	1,96	1,05	1,48	1,26	1,48	1,22	0,00
Sum	99,43	100,82	100,71	100,14	99,79	100,91	99,69	99,46

Rb	188	540	1173	317	174	59	201	128
Sr	145	218	38	124	75	1002	155	453
Ba	143	1533	177	628	124	763	880	3058
Th	17	39	11	30	36	25	38	27
La	38	103	28	58	35	203	94	60
Ce	77	104	25	81	67	80	148	99
Nd	31	53	6	50	37	159	74	58
Ga	23	22	36	18	20	23	19	15
Nb	17	7	52	12	17	18	11	14
Zr	295	256	27	196	64	306	521	405
Y	10	16	u.d.N.	55	67	24	23	30
Sc	10	2	u.d.N.	5	3	15	10	7
Pb	21	23	26	33	40	5	37	25
Zn	84	92	22	53	15	75	48	54
V	66	30	3	23	2	144	29	35
Co	7	5	u.d.N.	5	3	17	4	5
Cr	50	14	3	10	u.d.N.	128	6	21
Ni	16	7	2	6	2	44	5	22

Tab. 8.
 Analysen diverser anderer Gesteine:
 H31=Perlgneis;
 G6 (Fein-, Mittel-, Grobanteil)=Pegmatit;
 Igl12-25=porphyrischer Gang;
 G28a=Migmagranit, kontaminiert durch
 Weinsberger Granit;
 FS19=schwarzes Lockergestein.
 Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in
 ppm, GV = Glühverlust, u.d.N.: unter der
 Nachweisgrenze

nat führende Varianten von Altenberger Granit bisher noch nicht bekannt geworden.

Weitere Gesteine

Zur Untersuchung gelangten des Weiteren ein porphyrischer Gang (Igl25-12), eine Probe von Perlgneis (H31), einige pegmatoide Gänge (G6, G12g), ein Mischgestein aus Migmagranit und Weinsberger Granit (G28a) sowie eine Probe eines ungewöhnlichen Sediments (FS19). Einen Überblick über die geochemischen Analysen gibt Tabelle 8.

Der Porphyrit besteht aus einer feinkörnigen rötlichbraunen Matrix, in der bis Millimeter große grüne Hornblende Leistchen und fallweise auch etwas Quarz eingesprengt sind. Das Gestein zeigt quarzmonzodioritische Zusammensetzung und repräsentiert ein I-Typ Magma. Intermediäre Ganggesteine dieser Art kommen in der südlichen Böhmisches Masse immer wieder vor und wurden auf tschechischer Seite als permisch datiert.

Die analysierte Probe von Perlgneis reiht sich geochemisch in die übliche Bandbreite dieses vor allem im Sauald verbreiteten Gesteinstyps ein. Die Geochemie lässt auf ein metasedimentäres Edukt ähnlich einer Grauwacke schließen.

Die Pegmatoide sind durchwegs hochfraktionierte Restschmelzen mit hohen Rb-Gehalten, eine Ausnahme bildet Probe G12g mit nur 174 ppm Rb. Einer der Pegmatite (G6g) zeigt eine erhebliche Nb Anreicherung (52 ppm).

Die Sedimentprobe: Im Pipelineabschnitt SE des Gehöfts Fuxjörgl fand sich etwa 1,5 m unter der Erdoberfläche ein ca. 25 cm mächtiger Horizont, der sich aus schwach gerundeten Komponenten (1 mm bis 1 cm) zusammensetzte. Diese rundlichen Komponenten wurden durch eine schwarze Matrixsubstanz zusammengehalten und es konnten größere Brocken des Materials aus der Künettenwand gelöst werden. Die Probe besteht nach der Analyse aus normalem Bachkies, welcher durch wahrscheinlich biogen gebildete Mangankrusten verbacken ist (3 % MnO!).

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 16 Freistadt und UTM 4313 Haslach an der Mühl

DAVID SCHILLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In der 2012 aufgegrabenen Künette der Gaspipeline West-Austria-Gasleitung zwischen Abfoltern nördlich von Freistadt und Ortschaft westlich von Bad Leonfelden wurden geologische Aufnahmen durchgeführt. Die von mir angenommene Strecke reicht von Schöndorf im Osten bis knapp vor die Ortschaft Weinzierl im Westen und umfasst etwa 5 km. Teilweise wurde durch die Bautätigkeit massiver Fels angefahren, teilweise wurde aufgelockertes Kristallin freigelegt. Zusätzlich zur geologischen Aufnahme wurden Beprobungen für weiterführende geochemische und petrographische Untersuchungen durchgeführt (SCHILLER & FINGER, 2013, Jb. Geol. B.-A., 153, dieser Band).

Das untersuchte Gebiet liegt auf zwei unterschiedlichen UTM Kartenblättern. Der östliche Teil liegt auf Blatt Freistadt und ist somit bereits durch eine bestehende geologische Detailkarte 1:50.000 (SCHUBERT et al., Geol. Karte d. Rep. Österr. 1:50.000, Bl. 16 Freistadt, Geol. B.-A., 2010) erfasst, während der westlichste Teil auf dem Blatt UTM 4313 Blatt Haslach an der Mühl liegt. Von diesem Bereich liegt daher bisher nur die ältere „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald“ von FRASL et al. (1965) vor.

In der geologischen Karte 1:50.000, Blatt 16 Freistadt, sind im von mir untersuchten Abschnitt der Gasleitung drei unterschiedliche Gesteinstypen verzeichnet. Im östlichen Teil ist ein großer Körper von Weinsberger Granit eingezeichnet, dieser reicht bis kurz vor die Landesstraße 1489 nach Reichenenthal. Ab hier ist ein gering mächtiger Übergangsbereich zwischen Weinsberger Granit und Schlierengranit eingezeichnet. Weiter gegen Westen ist im Verlauf der Trasse Schlierengranit eingetragen. Im Abschnitt auf Blatt Haslach an der Mühl ist auf der älteren Karte von FRASL et al. (1965) Grobkorngneis eingetragen, eine ältere Bezeichnung für das später als Schlierengranit bezeichnete Gestein.

Die in der Karte Freistadt dargestellte Ausdehnung des Weinsberger Granits stimmt ziemlich genau mit meinen Beobachtungen in der Gasleitungskünette überein, allerdings wurden durch die Grabungstätigkeit immer wieder auch Gänge von Migmagranit freigelegt, die ich genau verzeichnen konnte. Die Grenze zwischen Weinsberger Granit und dem Übergangsbereich zum benachbarten Schlierengranit (eigener Legendeneintrag auf Blatt 16 Freistadt) fand sich exakt an der Stelle, wie sie im Kartenblatt Freistadt verzeichnet ist.

Eine verfeinerte Erkenntnis ergab sich allerdings bei der Ansprache des Gesteins, das westlich an den Übergangsbereich anschließt. Dieses ist auf Blatt Freistadt dem Schlierengranit zugeschlagen und sieht im Gelände tatsächlich wie eine dunkle, deformierte Abart des Schlierengranits aus. Die vorgenommenen Untersuchungen zeigen allerdings, dass zum Beispiel die Eisen- und Titangehalte beinahe doppelt so hoch sind wie bei normalen Schlierengraniten. Der Gesteinstyp ist relativ quarzarm mit meist < 20 % Quarz. Der ganze Bereich wurde von mir daher

als Diorit (grobkörnig) eingetragen. Möglicherweise ist diese Lithologie als eine Art Randfazies des Schlierengranits aufzufassen. Weiter im Westen tritt schließlich Schlierengranit in seiner üblichen Ausprägung zutage. Teilweise fanden sich zusammen mit Schlierengranit auch Aushubstücke mit größeren Kalifeldspäten, die eventuell auf Lagen von Weinsberger Granit hinweisen. Dieser Bereich wurde von mir als Übergangsbereich zum Weinsberger Granit eingetragen. Vereinzelt fand ich auch Lesesteine von Migmagranit, was dann ebenfalls in den Aufzeichnungen vermerkt wurde.

Südlich von Fuxjörgl fanden sich vermehrt Belegstücke eines offenbar größeren Pegmatitvorkommens, das teilweise auch direkt anstehend angefahren wurde. Der durch die Grabung freigelegte Gang war etwa 20 cm breit und verlief etwa 1 m unter der Oberfläche als beinahe horizontaler Lagergang, sodass großflächige Verbreitung gegeben ist. Der Pegmatit besteht im Wesentlichen aus Quarz, Feldspat, etwas Muskovit und führte keine besondere Mineralisation.

Junge Bedeckung

In situ Vergrusung

Die aufliegenden Bedeckungen sind hauptsächlich das Produkt einer in situ Vergrusung, eine Materialverlagerung durch Solifluktion hat in dem meist recht flachen Gelände kaum stattgefunden. Die Lesesteine in der vergrusten Schicht entsprechen lithologisch praktisch immer dem darunter anstehenden Fels. Aplitische Gänge, Quarzgänge oder auch Gänge von Leukogranit setzen sich durchwegs vom anstehenden Gestein in die vergrusste Schicht fort. In Bereichen mit hohem Grundwasserspiegel sind die vergrusten Horizonte lehmig ausgebildet. Obwohl hier teilweise alle Glimmer in Tonminerale umgewandelt sind, bleibt das Gefüge des Gesteins mitunter komplett erhalten.

Solifluktionsböden

Solifluktionsböden wurden im Wesentlichen aufgrund von geomorphologischen Kriterien eingetragen. In jenem Bereich, wo aufgrund der Geländestruktur mit Solifluktionsböden zu rechnen war, war das Betreten der Künette aufgrund der bautechnischen Gegebenheiten nicht möglich. In diesem Bereich östlich der Landstraße 1489 erfolgte die Kartierung auf Grundlage des Gesteinsausbaus.

Fluviatile Ablagerung

SSE von Fuxjörgl fanden sich über dem vergrusten Kristallin in etwa 1,5 m Tiefe in einem linsenförmigen Bereich (1,5 m x 20 cm) etwas gerundete sandige bis kiesige Komponenten, die durch eine tiefschwarze Substanz locker zementiert waren. Von diesem Lockergestein wurde eine Probe genommen (Probe FS19) und eine Röntgenfluoreszenz-Analyse durchgeführt. Es handelt sich um einen durch Manganabscheidungen zementierten Feinkies (Mn-Gehalt: ~ 3 %). Schwarze Mn-Beläge auf Kies findet man auch rezent in den Bächen des Mühlviertels. Sie entstehen durch mikrobielle Oxidation von Mangan und zwar dann, wenn Wasser aus einem reduzierenden Umfeld mit Sauerstoff in Kontakt gerät. In der Umgebung der Linse fanden sich verstreut auch gerundete Komponenten ohne schwarze Beläge. Es spricht also einiges dafür, dass in diesem Bereich eine fluviatile Verlagerung von Sedimentmaterial stattgefunden hat

Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRITZ FINGER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Kurz vor der Freigabe der Umfahrungsstraße Maissau für den öffentlichen Verkehr ergab sich im Mai 2012 bei einer gemeinsamen Exkursion mit Reinhard Roetzel und Manfred Linner nochmals die Möglichkeit, zwei ausgewählte Stellen der dortigen Felseinschnitte genauer zu studieren und für weiterführende petrographische und geochemische Untersuchungen zu beproben. Von besonderem Interesse waren die Kontaktverhältnisse zwischen Retzer und Eggenburger Granit.

Die Verteilung dieser beiden geochemischen Varianten innerhalb des Thayabatholiths entlang der Umfahrungsstraße Maissau konnte bereits im Vorjahr ziemlich genau herausgearbeitet werden (siehe die Berichte von FINGER & RIEGLER, 2012, Jb. Geol. B.-A., 152, 218–220; KREUZER & FINGER, 2012, Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227). Demnach besteht der Westabschnitt der Umfahrung zunächst über ungefähr einen halben Kilometer Länge einheitlich aus Eggenburger Granit, dann folgt ostwärts in der Nähe der westlichen Wildbrücke (Einschnitt Ladentränkberg) eine Einschaltung von Retzer Granit. Der Einschnitt durch den Juliusberg beginnt im Westen wieder mit Eggenburger Granit. Der Großteil des Einschnitts besteht aus diesem Granit, erst ganz im Osten befindet sich wieder Retzer Granit. Erklärend ist anzumerken, dass sich die beiden Granitvarianten makroskopisch kaum unterscheiden, sodass eine sichere Ansprache im Gelände schwierig ist. Eine eindeutige Differenzierung kann zumeist erst im Labor durch geochemische Untersuchungen erfolgen. Nichtsdestoweniger handelt es sich aber mit Sicherheit um zwei getrennte cadomische Intrusivseinheiten.

Die erste nun noch genauer nachbeprobte Kontaktstelle ist jene am Ostende des Juliusberg-Profiles. Sieben Proben (Fi-1/12 bis Fi-7/12) wurden an der Felsböschung südlich der Straße genommen. Hier verläuft eine markante, etliche Meter breite kaolinitisierte Zone, an welche ostwärts eine etwa halbmeterbreite, steilstehende Kataklysezone anschließt. Von Westen kommend wurden noch vor der kaolinitisierten Zone zwei Proben genommen (Fi-1/12 und Fi-2/12). Beide erwiesen sich bei der chemischen Untersuchung aufgrund hoher Zr-Gehalte (264 bzw. 220 ppm) und niedriger Sr-Gehalte (67 bzw. 72 ppm) als Eggenburger Granit. Andererseits zeigen zwei östlich der Kataklysezone genommene Granitproben (Fi-6/12 und Fi-7/12), dass hier bereits der Retzer Granit vorliegt (2 x 121 ppm Zr, 216 bzw. 199 ppm Sr). Der unmittelbare Grenzbereich zwischen beiden Granitarten ist somit durch Prozesse der Kaolinitisierung und Deformation überprägt. Die Analyse des kaolinitisierten Horizonts (Probe Fi-3/12) zeigt aber bereits einen Chemismus, welcher dem Retzer Granit zuzuordnen ist (98 ppm Zr, 197 ppm Sr). Abgesehen von der Auslaugung von Eisen und Magnesium und einer höheren Per-

aluminosität ($\text{Mol Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) durch Kalziumverlust aufgrund von Feldspatersatz (A/CNK : 1.39) findet man keine nennenswerten Unterschiede zum Retzer Granit, wie er dann östlich der Kataklysezone anschließt (Probe Fi-6/12 und Fi-7/12). Die kaolinitisierte Zone stellt somit offenbar den unmittelbaren Randbereich des Vorkommens von Retzer Granit dar.

Das weiße, nach dem Feldbefund stark kaolinitisiert wirkende Material zeigt im Dünnschliff überraschenderweise ein nahezu idealgranitisches Quarz-Feldspatgefüge mit nur wenig Anzeichen duktiler Deformation. Die Quarze sind durchwegs noch in groben magmatischen Körnern erhalten. Der zumeist idiomorphe Plagioklas lässt starke interne Serizitisation erkennen, eine massive Umsetzung zu Kaolinit ist aber nicht zu beobachten. Der Biotit wurde praktisch zur Gänze in farblose, feinschuppige Phyllosilikate umgewandelt. Der Großteil davon dürfte Kaolinit sein (niedrige Doppelbrechung), allerdings scheint auch Serizit (hohe Doppelbrechung) mitbeteiligt zu sein. In den Biotitpseudomorphosen, die zumeist noch ihre idiomorphe magmatische Form zeigen, finden sich außerdem viele kleine sekundäre Erzausscheidungen.

Während also der Retzer Granit im Kontaktbereich offenbar massiv von Alterationsprozessen betroffen ist, ist der anschließende Eggenburger Granit viel weniger alteriert. In den Dünnschliffen zeigt sich nur eine geringe Serizitisation der Plagioklase. Der magmatische Biotit ist zwar in variablem Ausmaß von sekundärem grünen Biotit, Serizit und Chlorit verdrängt, eine Kaolinitisierung wie zuvor bei Probe Fi-3/12 fand aber offenbar nicht statt.

Die an die Kaolinitisierungszone ostwärts anschließende geringmächtige Kataklysezone stellte sich als chemisch aberrant heraus (Proben Fi-4/12, Fi-5/12). Hier liegt der SiO_2 -Gehalt nur bei etwa 60 Gew. %, die Eisen- und Magnesiumgehalte sind dafür deutlich höher als im umliegenden granitischen Material. Auffällig ist eine bis zu zwanzigfache Anreicherung der Übergangsmetalle Cr, Co, Ni, V und Zn. Die Geochemie gibt Anlass zur Annahme, dass es sich bei beiden Proben um deformierte Abkömmlinge intermediärer Ganggesteine handelt. Diese Interpretation wird durch den Dünnschliffbefund erhärtet. Vor allem sind es die vielen kleinen leistenförmigen Plagioklase, die für ein Ganggestein sprechen. Zwischen diesen teilweise beträchtlich serizitisierten Feldspatleisten finden sich viel grüner Biotit und Chlorit sowie zahlreiche kleine, dispers verteilte, xenomorphe Erzpartikel. Es ist zu vermuten, dass diese Minerale Umwandlungsprodukte nach älterem Biotit oder Hornblende sind.

Ein zweites Kontaktprofil zwischen Retzer Granit und Eggenburger Granit wurde im Einschnitt durch den Ladentränkberg näher beprobt. KREUZER & FINGER (Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012) haben im Bereich der dortigen Wildbrücke eine Einschaltung von Retzer Granit diagnostiziert, allerdings blieb deren Ostende insofern ungenau definiert, als im Abschnitt östlich der Brücke wegen des damals noch unvollständigen Einschnittes keine weitere Probenahme mehr erfolgte. Der nächste Probenpunkt (mit Eggenburger Granit) lag bereits bei der Auffahrt Eggenburg. Bei der diesjährigen Exkursion war dieser Bereich

östlich der Wildbrücke sehr gut aufgeschlossen. Drei Proben wurden an der nördlichen Felsböschung genommen (Fi-9/12, Fi-10/12, Fi-11/12). Die Probe Fi-9/12 stammt von gleich östlich unterhalb der Wildbrücke. Die chemische Analyse des dort anstehenden hellgrauen Granits mit großen Quarzen zeigt sehr hohes Natrium (6,27 Gew. %) und niedriges Kalium (nur 1,40 Gew. %) und somit starke Abweichung von einer idealgranitischen Zusammensetzung. Im Dünnschliff beobachtet man Phänomene einer Schachbrettalbitisierung an den großen Feldspaten (Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit). Das Material ist offenbar metasomatisch erheblich alteriert. Der Biotit ist durchgehend chloritisiert. Aufgrund eines niedrigen Zr-Gehalts (114 ppm) kann geschlossen werden, dass hier Retzer Granit metasomatisiert wurde. Vergleichbare Erscheinungen einer Natrium-Metasomatose mit Albitisierung der Kalifeldspate haben KREUZER & FINGER (Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012) übrigens an anderer Stelle auch beim Eggenburger Granit beschrieben (Probe vom Juliusberg-einschnitt der Umfahrung Maissau).

Nach Osten zu wird der hellgraue albitisierte Granit schon nach kurzer Distanz, nämlich etwa 10 m östlich der Wildbrücke, von einem hellrosa gefärbten Granit mit viel Kalifeldspat abgelöst, wobei die Grenze von einer steilstehenden Scherzone gebildet wird. Dieser hellrosa Granit (Probe Fi-10/12) ist bereits ein Eggenburger Granit (224 ppm Zr, 87 ppm Sr). Etwa 10 m weiter östlich enden dann die Aufschlüsse des Ladentränkberg-Einschnitts und die ganz am Aufschlussende genommene Probe (Fi-11/12) ist ebenfalls Eggenburger Granit. Der Eggenburger Granit konnte dann

nochmals etwa 250 m weiter östlich im kleinen Wäldchen gleich südlich der Umfahrungsstraße in Blöcken nachgewiesen werden (Probe Fi-8/12), und das Vorkommen setzt sich anscheinend ziemlich einheitlich nach Osten bis zum Juliusberg fort, wie eine weitere bei der Abfahrt Eggenburg aus dem Anstehenden entnommene Probe (Probe Fi-12/12) zeigt. Die im Ladentränkberg Einschnitt gefundene Einschaltung von Retzer Granit endet somit an der zuvor erwähnten Scherzone, etwa 10 m östlich der Wildbrücke.

Ganz am Westende der Umfahrung Maissau beim Schleinitzbach befanden sich im Straßengraben kleine Aufschlüsse mit Gumpinger Granitgneis. Der relativ dunkle, grobe Augengneis wird von konkordanten hellen Lagen durchzogen und gleichzeitig von Pegmatitgängen diskordant durchschnitten. Die chemische Analyse von Probe Fi-15/12 fügt sich, ebenso wie der Dünnschliffbefund, in die bekannte Bandbreite des Gumpinger Granitgneises ein (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 509–512, 2009).

Eine aus den konkordanten hellen Lagen gewonnene Probe (Fi-16/12) kann nach der chemischen Analyse als leukogranitisch bis -granodioritisch ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) angesprochen werden. Gemessen am hohen SiO_2 (fast 74 Gew. %) ist der Rb-Gehalt mit 55 ppm auffällig niedrig, der Sr-Gehalt mit 230 ppm hingegen relativ hoch. Interessanterweise sind solche ungewöhnlich niedrigen Rb/Sr-Verhältnisse bei hohem SiO_2 auch vom Bittescher Gneis bekannt und die niedrigen Nb- (3 ppm) und Y-Gehalte (12 ppm) der Probe Fi-16/12 würden ebenso sehr gut zum chemischen Charakter des Bittescher Gneises passen (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 152, 216–218, 2012).

Tab.1. Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Granite und Orthogneise (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u. d. N. = unter der Nachweisgrenze).
Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (R: rechts, H: hoch).

Probe	Beschreibung	Koordinate X	Koordinate Y
a	Fi-1/12	Granit, gelbbraun, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713339 H 382769
b	Fi-2/12	Granit, rötlich, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713349 H 382766
c	Fi-3/12	Granit, weißgrau, kaolinitisiert, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713350 H 382766
d	Fi-4/12	Kataklasit, hellgrau, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713358 H 382766
e	Fi-5/12	Kataklasit, dunkelgrau, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713358 H 382766
f	Fi-6/12	Granit, gelbgrau, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713359 H 382766
g	Fi-7/12	Granit, weißlichgrau-gelbgrau, Umfahrung Maissau – Ostabschnitt	R 713386 H 382757
h	Fi-8/12	Granit, rosa, gelbbraun angewittert, Umfahrung Maissau – Mittelabschnitt, bei kleinem Waldstück	R 712456 H 382799
i	Fi-9/12	Granit, hellgrau, große Quarze, Umfahrung Maissau – Mittelabschnitt, E Wildbrücke West	R 712165 H 382813
j	Fi-10/12	Granit, hellrosa, K-Fsp reich, Umfahrung Maissau – Mittelabschnitt, E Wildbrücke West	R 712193 H 382811
k	Fi-11/12	Granit, weißgrau, Umfahrung Maissau – Mittelabschnitt, E Wildbrücke West	R 712213 H 382812
l	Fi-12/12	Granit, rosa, Umfahrung Maissau – Abfahrt Eggenburg	R 712744 H 382799
m	Fi-13/12	Pegmatit in Gumpinger Granitgneis, B4 W Maissau, E Schleinitzbach-Brücke, Straßengraben	R 710555 H 383220
n	Fi-15/12	Gumpinger Granitgneis, B4 W Maissau, E Schleinitzbach-Brücke, Straßengraben	R 710527 H 383227
o	Fi-16/12	Leukokrate Lage in Gumpinger Granitgneis, B4 W Maissau, E Schleinitzbach-Brücke, Straßengraben	R 710527 H 383227
p	Fi-17/12	Gneis, feinkörnig, hellgrau, Feld SW Amelsdorf, N Seekreuz (Lesestein)	R 708709 H 383376
q	Fi-18/12	Mylonit, sehr feinkörnig, violettbraun, Steingrube im Wald N Sachsendorf	R 707964 H 383764
r	Fi-19/12	feinkörniger Granit mit Bt-Flatsche, massig, grau, Steingrube im Wald N Sachsendorf	R 707964 H 383764
s	Fi-20/12	Orthogneis, feinkörnig, dunkelgrau, Straßengraben E Buttendorf, SE Reservoir	R 707082 H 383517
t	Fi-21/12	Orthogneis aus Glimmerschiefer-einschaltung, Teichwiesenbachtal W Buttendorf, Nordflanke	R 705179 H 384006

Probe	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	q	r	s	t
	Fi- 1/12	Fi- 2/12	Fi- 3/12	Fi- 4/12	Fi- 5/12	Fi- 6/12	Fi- 7/12	Fi- 8/12	Fi- 9/12	Fi- 10/12	Fi- 11/12	Fi- 12/12	Fi- 13/12	Fi- 15/12	Fi- 16/12	Fi- 17/12	Fi- 18/12	Fi- 19/12	Fi- 20/12	Fi- 21/12
SiO ₂	73,77	74,38	72,68	58,7	55,07	70,72	71,83	72,69	75,21	74,5	76,03	75,68	73,35	64,74	73,98	69,77	61,34	70,51	55,66	75,77
TiO ₂	0,24	0,20	0,23	2,00	1,92	0,28	0,26	0,23	0,25	0,22	0,18	0,18	0,12	0,72	0,09	0,50	1,05	0,25	1,16	0,03
Al ₂ O ₃	13,39	13,34	16,35	20,21	18,59	15,49	15,18	13,46	13,11	13,73	13,10	13,60	13,95	15,8	13,44	15,32	15,96	15,06	18,42	13,76
Fe ₂ O ₃	2,16	1,26	0,45	5,04	7,81	1,94	1,84	2,32	1,57	1,35	0,44	1,09	0,95	4,90	1,11	1,89	7,53	2,05	8,04	0,34
MnO	0,03	0,01	0,01	0,05	0,13	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,09	0,02	0,02	0,11	0,03	0,09	0,02
MgO	0,38	0,36	0,19	4,02	5,93	1,38	1,18	0,18	0,91	0,12	0,06	0,18	0,26	1,53	0,23	0,49	2,27	0,54	4,14	0,07
CaO	0,28	0,35	0,39	0,71	0,46	0,40	0,29	0,61	0,20	0,21	0,09	0,22	0,99	2,72	1,57	0,14	3,58	1,74	4,57	0,58
Na ₂ O	4,34	4,35	4,04	1,98	4,83	4,28	4,45	4,31	6,27	4,65	4,73	4,15	3,69	3,90	4,88	4,72	3,98	4,17	3,11	4,32
K ₂ O	4,30	4,04	4,05	2,13	1,09	3,40	3,85	4,48	1,40	4,63	4,33	4,80	5,64	4,15	3,59	5,66	2,72	3,73	2,63	4,17
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,08	0,10	0,04	0,04	0,05	0,07	0,24	0,09	0,09	0,29	0,08	0,27	0,05
GV	0,92	0,98	1,48	5,89	4,96	1,67	1,38	0,87	0,93	0,85	0,87	0,47	0,52	1,10	1,02	0,71	1,17	0,87	2,43	0,52
Total	99,83	99,31	99,9	100,78	100,83	99,65	100,31	99,27	99,97	100,3	99,86	100,43	99,56	99,9	100,02	99,31	100	99,02	100,51	99,63

Rb	111	111	120	90	52	100	101	190	44	142	125	151	131	148	55	155	165	109	128	106
Sr	67	72	197	127	92	216	199	67	74	87	59	56	149	283	230	239	313	399	422	97
Ba	732	584	579	438	289	609	653	696	171	656	589	666	340	899	722	2813	434	818	824	145
Th	16	17	15	u.d.N.	2	9	9	18	11	14	8	12	4	13	5	6	10	6	5	5
La	39	23	28	36	39	34	13	40	20	31	28	21	4	55	8	65	36	24	36	u.d.N.
Ce	70	63	34	48	50	33	29	72	36	60	45	50	16	60	12	60	67	44	49	13
Nd	30	25	28	39	25	38	13	37	18	31	34	14	16	45	14	59	32	13	19	6
Ga	20	19	17	25	26	19	17	19	14	17	15	18	15	21	14	16	23	18	23	15
Nb	11	10	8	8	7	10	8	12	12	11	10	9	6	18	3	23	13	13	13	14
Zr	264	220	98	180	188	121	121	227	114	224	205	198	69	240	60	307	284	146	290	45
Y	25	24	10	24	24	35	6	30	22	22	26	25	18	33	12	27	37	9	26	19
Sc	6	3	7	55	30	8	2	6	5	7	2	5	u.d.N.	7	u.d.N.	13	11	4	18	u.d.N.
Pb	12	18	8	31	u.d.N.	9	6	23	7	9	8	14	26	6	10	6	18	14	5	19
Zn	59	107	13	430	408	109	49	57	37	13	21	26	19	68	14	23	100	31	104	12
V	13	4	14	218	188	15	13	11	14	4	3	7	7	63	12	23	52	10	118	u.d.N.
Co	2	5	u.d.N.	30	47	4	3	2	1	2	u.d.N.	2	2	8	2	1	14	3	19	u.d.N.
Cr	3	2	2	100	131	7	3	7	3	3	4	2	3	7	4	8	8	3	39	4
Ni	4	7	2	30	32	6	4	3	3	4	5	3	4	7	3	5	8	3	12	3

Der diskordante Pegmatit des Aufschlusses beim Schleinitzbach (Fi-13/12) ist mehr K-betont und hat ein Rb/Sr-Verhältnis von etwa 1. Durch den relativ hohen Sr-Gehalt von 149 ppm und den niedrigen Zr-Gehalt von 69 ppm ist eine Zuordnung dieses Pegmatits zum Gangfolge des Retzer Granits wahrscheinlich (vgl. Pegmatitanalysen in KREUZER & FINGER, Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012).

Zusätzlich zu den Untersuchungen im Bereich der Umfahrungsstraße Maissau wurden im Berichtsjahr einige weitere Vorkommen von Granitgneisen aus dem westlichen Anschlussraum beprobt (basierend auf aktuellen Kartierungsarbeiten von Reinhard Roetzel) und petrographisch-geochemisch bearbeitet. Probe Fi-17/12 ist ein feinkörniger heller Gneis, der in Form von Lesesteinen SW von Amelsdorf (Kuppe N Seekreuz) auftritt. Die geochemische Analyse zeigt moderat saure granitische Zusammensetzung (SiO_2 : 69,77 Gew. %). Im Spurenelementmuster fällt ein hoher Zr-Gehalt auf (307 ppm). Gleichzeitig ist aber auch der Sr-Gehalt hoch (239 ppm), sodass eine Gleichsetzung mit dem ebenfalls Zr-reichen aber generell Sr-armen Eggenburger Granit nicht erfolgen kann. Eine weitere geochemische Besonderheit der Probe Fi-17/12 ist ein extrem hoher Ba-Gehalt (2.813 ppm), der eventuell eine genetische Verbindung zum ebenfalls Ba-reichen aber deutlich mafischeren Gumpinger Granitgneis anzeigen könnte. Das Gestein lässt sich vorläufig noch keiner der magmatischen Suiten des Moravikums sicher zuordnen. Im Dünnschliff zeigt sich ein mylonitisches Gefüge, auffällig sind mehrere relativ große (bis 1 mm) Erzpartikel mit kubischen Formen sowie einzelne, bis 1 mm große akzessorische Allanitkristalle.

In einer alten Steingrube im kleinen Wäldchen nördlich Sachsendorf wurden zwei Proben genommen, die dem Orthogneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla angehören. Probe Fi-18/12 ist ein mylonitischer Gneis mit intermediärer tonalitischer Zusammensetzung. Das Spurenelementmuster ist ähnlich den intermediären Therasburger Gneisen, wie sie nördlich des Pulkautales auftreten. Mit den Passendorfer Granodioriten/Tonaliten besteht etwas weniger Ähnlichkeit, da letztere tendenziell niedrigeres Zr und höheres Sr aufweisen (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146, 123–126, 2006).

Die zweite genommene Probe (Fi-19/12) ist hingegen deutlich saurer (70,51 Gew. % SiO_2) und dabei granodioritisch in der Zusammensetzung. Der massige graue Gneis zeigt große Biotitflatschen, die vermutlich auf große magmatische Biotite zurückgehen. Die saure granodioritische Zusammensetzung des Gesteins passt zu den von uns in den Vorjahren analysierten Proben aus dem Orthogneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla. Die Hauptmasse dieses Gneiszuges entspricht zweifellos einem sauren Granodiorit.

Bei Probe Fi-20/12 handelt es sich um einen dunklen Orthogneis, der SE vom Wasserreservoir an der Straße zwischen Buttendorf und Sachsendorf ansteht. Das Gestein ist makroskopisch dem etwas weiter westlich im Teichwiesenbachtal auftretenden intermediären Orthogneis von Buttendorf nicht unähnlich und auf den bestehenden geologischen Karten auch mit gleicher Signatur eingetragen. Geochemisch gesehen bestehen allerdings sehr klare Unterschiede. Probe Fi-20/12 zeigt beispielsweise nicht die für den Buttendorfer Gneiszug charakteristischen hohen Cr- und Ni-Gehalte (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 152/4, 216–218 und 218–220, 2012), und auch der K_2O -

Gehalt ist vergleichsweise deutlich niedriger. Die primäre Zusammensetzung der Probe Fi-20/12 war wohl tonalitisch. Aufgrund eines gleichzeitig hohen Zr-Gehalts (290 ppm) ist eine besondere Ähnlichkeit zum Therasburger Gneis gegeben. Von derselben Gneislamelle zwischen Buttendorf und Sachsendorf liegen übrigens bereits zwei andere Proben in Salzburg auf, die ebenfalls gut mit dem Therasburger Gneis nördlich des Pulkautales vergleichbar sind. Eine davon hat Günther Frasl bereits in den 1990er Jahren eingeholt. Sie stammt von der Kuppe im Feld N der Straße Buttendorf-Sachsendorf. Die zweite Probe wurde von uns anlässlich einer früheren Exkursion vom Süden der betreffenden Gneislamelle bei Kriegenreith genommen. Es ist somit klar belegt, dass Gneise, vergleichbar dem Therasburger Gneis, in Form einer dünnen, östlich des Buttendorfer Gneiszuges durchstreichenden Lamelle bis weit nach Süden, möglicherweise bis hinein ins Manhartsberggebiet verfolgbar sind. Zur Klarstellung möchten wir hier nochmals betonen, dass der Buttendorfer Gneis geochemisch völlig eigenständig ist und dementsprechend vom Therasburger Gneis unterschieden werden muss.

Ob der Buttendorfer Gneis auch im Moravikum nördlich des Pulkautales eine Fortsetzung hat, ist fraglich. Bisher sind uns keine derartigen Vorkommen bekannt. Der in vergleichbarer tektonischer Position, nämlich im Hangenden der Therasburger Gneise vorkommende, sehr saure Weitersfelder Stängelgneis kann weder in lithologischer noch geochemischer Hinsicht als Äquivalent des Buttendorfer Gneises aufgefasst werden.

Probe Fi-21/12 stammt aus dem westlichen Teil des Teichwiesenbachprofils. Es handelt sich um eine etwa 1 m mächtige helle Orthogneislage in Glimmerschiefern, die ihrerseits zusammen mit Marmoren eine Einschaltung im dortigen Bittescher Gneis bilden (Kartierung Reinhard Roetzel). Der Orthogneis kann aufgrund seiner Geochemie einigermaßen gut mit dem Bittescher Gneis korreliert werden, wobei argumentativ die sehr hohen SiO_2 -Gehalte, die granodioritische Tendenz ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), und auch der relativ niedrige Rb-Gehalt zum Tragen kommen. Die Nb- und Y-Gehalte der Probe sind allerdings vergleichsweise etwas höher als im typischen Bittescher Gneis.

Bericht 2012 über sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen von jungpaläozoischen Ablagerungen der Zöbing-Formation aus der Umgebung von Zöbing (NÖ) auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems

SLAVOMÍR NEHYBA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In the Upper Palaeozoic deposits of the Zöbing Formation sedimentological studies and facies analyses were done on 24 outcrops. The depositional environment was interpreted as a dominantly alluvial to fluvial one (distributive fluvial-fan system?).

The petrographical evaluation of 20 thin sections points to a relatively low mineralogical and textural maturity of the studied sandstones. The sandstones are in general coarse- to medium-grained and often poorly sorted with a certain admixture of granules. The sandy grains are fre-

quently angular and sub-angular, whereas small pebbles are usually rounded. The amount of the matrix is limited and mostly of the coating type. Sandstones can be mainly classified (according to PETRÁNEK, Usazené horniny, 1963; KUKAL, Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů, ÚÚG Praha, 1986) as wackes (65 %); less common are arkoses (30 %) and rarely subgraywackes (5 %). The provenance of the detritus from the continental block can be supposed for the absolute majority of the samples (DICKINSON-SUCZEK, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63, 1979). In the diagram Q-F-L (DICKINSON, Geology, 8, 1983; DICKINSON, Clastic Petrofacies. In: MIAL, A.D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis, 1990) the sandstones plot in the field of the stable craton. Any significant differences were recognised between the studied samples from different members of the Zöbing Formation.

Heavy minerals were studied in the grain-size fraction 0.063–0.125 mm in 23 samples. Both heavy mineral assemblages and detailed study of selected minerals were provided. The outer morphology, colour, presence of older cores, inclusions and zoning were evaluated in the entire zircon spectra (419 grains). Only the euhedral or subhedral zircons were considered in the study of typology (85 grains) and elongation (170 grains). The electron microprobe analysis of garnet, rutile and spinel was evaluated with a CAMECA SX electron microprobe analyser (Faculty of Science, Masaryk University, Brno, Czech Republic). Data from 347 analysed garnet grains, 139 analysed rutiles, as well as from 10 spinels, were available.

Some differences were recognised in the heavy mineral assemblages of various lithostratigraphic members of the Zöbing Formation, but significant differences existed also between individual beds of the individual members. Rutile (72.1 %) and zircon (14.7 %) dominate in the Rockenbauer Sandstone Member. Additional heavy minerals (apatite, titanite, zoisite, epidote, monazite, garnet, staurolite, tourmaline, and andalusite) form several percent at a maximum. The ATi-ratio is 33.3, the GZi-ratio 19.7, the RZi-ratio 84.0, and the ZTR index 87.8. An association with predominance of garnet (73.4 %) and rutile (15.2 %) and occurrences of zircon, kyanite, titanite, apatite and monazite was recognised for the Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 91.2, the RZi-ratio 68.2 and the ZTR index 22.3. Garnet (60.4 %) with a higher content of rutile (9.4 %) is characteristic for the Kampbrücke Siltstone Member. All other heavy minerals (zircon, apatite, zoisite, monazite, staurolite, tourmaline, anatase, kyanite, and andalusite) form several percent at a maximum. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 94.1, the RZi-ratio 71.2, and the ZTR index 13.2.

Three heavy mineral associations were determined in the samples from the Heiligenstein Arkose Member. The first one is characterised by a predominance of garnet (78.6–85.0 %), with occurrence of rutile, apatite, zircon, staurolite, monazite, zoisite, and kyanite. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 82.4–98.9, the RZi-ratio 70.6–92.8, and the ZTR index 3.2–8.8. The second one is typified by a predominance of garnet (30.6–63.3 %), rutile (7.4–19.8 %), and also apatite (1.7–22.2 %) or zircon (5.5–33.2 %) and occurrences of staurolite, monazite, zoisite, tourmaline, epidote, andalusite, and kyanite. The ATi-ratio is 83.5–100, the GZi-ratio 52.0–91.0, the RZi-ratio 33.0–69.3, and the ZTR index 12.9–46.8. The last one is characterised by a predominance of rutile (16.3–34.7 %), zircon (12.6–19.0 %), garnet

(18.1–23 %), and apatite (16.2–36.8 %). The rest of the heavy minerals (spinel, sillimanite, monazite, titanite, andalusite, kyanite, staurolite, tourmaline, and epidote) are rare, forming only few percent. The ATi-ratio is 98.9–100, the GZi-ratio 48.8–64.6, the RZi-ratio 56.4–64.6, and the ZTR index 29.3–53.7.

Garnet (54.1–84.9 %) predominates in the heavy minerals of the Lamm Siltstone / Arkose Member and Geißberg Sandstone Member with a higher occurrence of zircon (6.8–22.6 %), apatite (5.0–19.9 %) or rutile (2–10.3 %) in some samples. Additional heavy minerals (kyanite, sillimanite, epidote, andalusite, tourmaline, monazite, titanite, staurolite, and spinel) amount to only several percent. The ATi-ratio is 82.9–100, the GZi-ratio 70.5–99.0, the RZi-ratio 13.1–82.0, and the ZTR index 5.0–26.7.

Based on these results we can speculate about the general evolution of the heavy mineral assemblages within the succession. The basal deposits (Rockenbauer Sandstone Member) are typified by a strong predominance of rutile and zircon, show low ATi and GZi-ratios, a high RZi-ratio and ZTR index. The higher parts of the succession (Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member, Kampbrücke Siltstone Member, Heiligenstein Arkose Member, Lamm Siltstone / Arkose Member and Geißberg Sandstone Member) are characterised especially by the increasing of garnet. Rutile, zircon and apatite are also significantly present in some samples. The ATi and GZi-ratios are higher and the RZi-ratio and ZTR index lower than in the basal parts of the succession. Wide fluctuations of mineral percentages indicate local sources such as an adjacent alluvial basin. This type of fluctuations is regarded as typical for intra-orogenic or post-orogenic sedimentary basins fills such as the extensional collapse grabens. ZTR minerals are common in acidic to intermediate magmatic rocks as well as in mature siliciclastic sediments and some metamorphic rocks. The presence of garnet (and also staurolite) indicates mainly micaschist complexes as primary sources. Epidote was derived from low-grade metamorphic series; kyanite indicates the presence of high-pressure metamorphic rocks. The presence of andalusite shows also higher-T metamorphic facies provenance. Apatite may be derived from biotite-rich rocks, but it is a common accessory mineral in virtually all igneous and many metamorphic rocks.

The garnet composition is surprisingly monotonous for all members of the Zöbing Formation. Almandine is absolutely predominating as pyrop-almandines ($ALM_{(50-83)} - PRP_{(11-48)} - GRS_{(0-8)} - SPS_{(1-3)}$) make 93.9 % of the spectra. Almandines ($ALM_{(70-90)} - PRP_{(4-9)} - GRS_{(2-8)} - SPS_{(1-3)}$) form 2.2 %, grossular-pyrop-almandines ($ALM_{(42-64)} - PRP_{(14-31)} - GRS_{(12-25)} - SPS_{(0-3)} - AND_{(0-1)}$) 1.9 %, spessartine-almandines ($ALM_{(60-69)} - SPS_{(10-24)} - GRS_{(4-10)} - PRP_{(4-10)}$) form 1.4 %, grossular-almandines ($ALM_{(50-83)} - GRS_{(23-38)} - PRP_{(6-7)} - SPS_{(5)} - AND_{(0-3)}$) form 0.7 % and pyrop-andradite-almandin and grossular were exceptional. These data reveal a dominant garnet provenance from metamorphic rocks such as granulites, gneisses and (amphibole + biotite) schists. The monotonous spectra of garnet point to a primary source (very limited recycled detritus).

Although spinel was particularly rare in the studied heavy mineral spectra, its chemistry can be a valuable indicator of certain source rocks. The microprobe study reveals 70 % of spinels with a high content of Cr (> 2,500 ppm). These spinels can be classified as chromian ones, which

are a typical mineral for peridotites and basalts (POBER & FAUPL, Geol. Rundschau, 77/3, 1988) reflecting a source from mafic/ultramafic rocks. Plotting TiO_2 against Al_2O_3 for spinels points to a volcanic source, which also suggests the relatively high TiO_2 concentrations (KAMENETSKY et al., J. Petrol., 42, 2001; ZIMMERMANN & SPALLETTI, Sed. Geol., 219, 2009).

Rutile represents one of the most stable heavy minerals. The concentration of the main diagnostic elements (Fe, Nb, Cr, and Zr) varies significantly in the studied samples. The concentration of Nb varies between 412.4 and 9520 ppm (average 2045.6 ppm), the concentration of Cr varies between 3.4 and 3480 ppm (average 1066.7 ppm), of Zr between 70.3 and 7706.5 ppm (average 2696.7 ppm) and the value of $\log Cr/Nb$ is mostly negative (87.5 %). The majority of rutiles originate from metapelitic rocks (62.9 %), whereas less common is the origin from metamafic rocks (19.1 %) or pegmatites (18 %) (FORCE, J. Sed. Petrol., 50/2, 1980; ZACK et al., Sed. Geol., 171, 2004a, ZACK et al., Contributions Min. Petrol., 148, 2004b; TRIEBOLD et al., Chem. Geol., 244, 2007). The Zr-in-rutile thermometry was applied for metapelitic zircons only (for a stable rutile-quartz-zircon assemblage cf. ZACK et al., 2004a, b; MEINHOLD et al., Sed. Geol., 203, 2008). The results indicate that 92.3 % of metapelitic rutiles belong to the granulite metamorphic facies and 7.7 % to the amphibolite/eclogite facies. No significant differences in rutile chemistry were recognised between samples from different members of the Zöbing Formation.

The subrounded and rounded zircons in all studied samples are amounted to 38.8 %, whereas subhedral ones are 44.3 % and euhedral zircons form 16.8 %. Certain differences in the shape of zircons were recognised between the deposits of various members of the Zöbing Formation. The highest (i.e. 51.9–73.9 %) occurrence of subrounded and rounded zircons was recognised in the lower members (i.e. Rockenbauer Sandstone Member and Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member) whereas the highest occurrence of euhedral zircons was observed in the higher members (i.e. Heiligenstein Arkose Member and Lamm Siltstone / Arkose Member). Zircons with a pale colour predominate, forming 52.8 % while colourless zircons constitute 34.1 % of the spectra. Zircons with a brown colour form 7.2 %, opaque ones 0.2 % and pink zircons 0.7 %. The proportion of zoned zircons forms a maximum of 8.4 % and zircons with older cores 5.7 %. All studied zircons show inclusions. The average value of the zircon elongation is 2.31. Zircons with elongation above 2.0 predominate consisting 62.9 %. Zircons with an elongation of more than 3 represent 15.6 %. The maximum elongation is 5.5. No significant differences in the value of elongation were recognised between samples from various members of the Zöbing Formation. The parental magmas of the studied zircons had a hybrid character (close to the anatectic origin) in accordance with the position of the “typology mean point” (PUPIN, Contributions Min. Petrol., 73, 1980, PUPIN, Schweiz. Mineralog. Petrograph. Mitt., 65, 1985). A predominance of the typological subtypes S17 and S12 of PUPIN (1980) can be observed. The slightly higher occurrence of subtype S12 seems to be connected with the lower member (i.e. Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member), whereas the slightly higher occurrence of S17 seems to be connected with the higher member (i.e. Heiligenstein Arkose Member). Euhedral and subhedral zir-

cons were dominantly derived from granitoids. Significant portion of zircons originated from a volcanic source. The rounded and subrounded zircons may originate from earlier sediments (recycled detritus), from metamorphic rocks (first-cycle detritus) or even from magmatic rocks (sedimentary protolith or effects of magmatic resorption). The low content of rounded and subrounded zircons, the value of elongation, the amount of zoned zircons, zircons with older cores and opaque zircons, all point to a minor role of recycled detritus and metamorphic rocks in the provenance of zircon.

The results of heavy mineral analysis, like garnet, rutile and zircon studies, clearly identified the Moldanubian units as the source area for the studied deposits.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2012 wurde im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes ÖK 21 Horn das Gebiet im Horner Becken nordöstlich von Gars am Kamp zwischen Nonndorf bei Gars und Zaingrub geologisch kartiert. Im Südwesten und Nordwesten des aufgenommenen Gebietes stehen die kristallinen Gesteine an der Oberfläche an. Im Becken wird die paläogen-neogene Füllung aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen, untergeordnet auch aus deluvialen, deluvio-fluviatilen, fluviatilen (einschließlich der Schwemmkegel) und anthropogenen Ablagerungen. Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Im kartierten Gebiet treten zwischen dem Bereich nordöstlich von Gars am Kamp und der Umgebung von Zaingrub verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer und Orthogneis des Moldanubikums; südlich von Zaingrub auch ein kleines Relikt von Serpentin?) an die Oberfläche. Diese eluvialen Verwitterungsprodukte sind braungrau, stellenweise rotbraun fleckig, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig und tonig-sandig. Auf deren Oberfläche haben sich nur seichte, rezente Böden gebildet, die nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind.

Paläogen–Neogen

In der Umgebung von Nonndorf bei Gars und südlich von Zaingrub wurden Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Kies kartiert und beschrieben. Es handelt sich dabei um Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation** (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium).

Die Sande sind braungrau, stellenweise gelbbraun, grünbraun, Glimmer führend, kalkfrei bis schwach kalkhaltig, stellenweise schwach tonig, feinkörnig, untergeordnet auch grobkörnig (z.B. in der Nähe der Straße Zaingrub – Gars am Kamp). Manchmal sind sie auch siltig oder führen eingeschaltete, geringmächtige siltige Lagen. Häufig sind auch kantengerundete Quarzgerölle von 1–3 cm Durch-

messer. Die Tongesteine sind grüngrau, auch grünbraun, vereinzelt braungrau fleckig, schwach sandig und stellenweise kalkhaltig. Östlich von Nonndorf bei Gars befand sich eine kleine, heute aufgelassene Schotter- und Sandgrube.

Pleistozän

Lösse bedecken das Gebiet zwischen Nonndorf bei Gars, Gars am Kamp und Zaingrub. Sie sind hellbraungelb bis hellbraun, kalkhaltig bis stark kalkhaltig, sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem ganzen Gebiet sind kleine kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindl (Kalkkonkretionen) bis maximal 1 cm Durchmesser ausgebildet. Die Lösse überlagern stellenweise auch in geringmächtigen Relikten Sedimente von Schwemmkegel und belegen damit deren pleistozänes Alter. Südwestlich von Zaingrub ist in einem Lössprofil ein Paläoboden eingeschaltet. Es handelt sich um einen polygenetischen B-Horizont des intensiv entwickelten, braunlehmartigen Luvisems (braunlehmartige Parabraunerde, braunlehmartiger illimerisierter Boden), der später durch Frost (Kryoturbation) wesentlich destruiert wurde (PK VI, älteres Holstein; L. SMOLIKOVÁ).

Flächenhaft ausgedehnte **Schwemmkegel** befinden sich südöstlich von Zaingrub, längs des Baches und man findet sie auch in kleinen Denudationsrelikten in dessen Umgebung. Die Schwemmkegel werden von bis zu einige Meter mächtigen, hellbraunen bis braunen, kalkhaltigen (aus Löss an der Oberfläche?), siltig-sandigen Sedimenten gebildet. Sie beinhalten häufige Bruchstücke metamorpher Gesteine von 3–5 cm Durchmesser (maximal 8 cm), untergeordnet auch schlecht gerundete Quarzgerölle von 2–3 cm Durchmesser (auch wie Schotterbestreuung im Ackerboden). Südöstlich von Zaingrub findet man auch dunkelgelbe und rotbraune Windkanter.

Holozän–Pleistozän

Deluviale Sedimente befinden sich im Hangfußbereich südöstlich Zaingrub und westlich Nonndorf bei Gars. Sie sind schwarzbraun bis hellbraun, sandig-lehmig, lokal mit Schotter und Gesteinsbruchstücken, kalkfrei und vorwiegend mit einer siltig-sandigen, stellenweise auch tonigen Matrix. Die Größe der Bruchstücke erreicht 5–10 mm. Gleichfalls beinhalten diese Sedimente auch Quarzgerölle, welche von den tertiären und quartären Sedimenten umgelagert wurden und 1–3 cm im Durchmesser sind.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche. Die Aueablagerungen (Auelehme) sind braungrau, oft kalkhaltig, tonig-siltig bis tonig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden haben sich fluviatile Sande, oft mit Beimengung feiner Quarzgerölle, abgelagert.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind braune, schwach humushaltige, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme, lokal mit Gesteinsbruchstücken und Kies und beinhalten oft kleine Kristallinbruchstücke aus der nahen Umgebung. Sie füllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in Schwemmkegeln (z.B. südöstlich von Zaingrub) oder schließen an die Talaue an (z.B. Tachgruben). In Kartierungsbohrungen am Zaingrubbach und seinem Nebenbach südöstlich von Zaingrub wurde schwarzbrauner, anmooriger Silt angetroffen (KB 21-73 in einer Tiefe von 200 bis 250 cm; KB 21-74 in einer Tiefe von 80 bis 120 cm). Die

Gesamtmächtigkeit des Quartärs beträgt in diesen Bohrungen 240–250 cm (KB 21-73; BMN-Koordinaten M34: Rechts: 703608, Hoch: 386889; KB 21-74, BMN-Koordinaten M34: Rechts: 703189, Hoch: 386749).

Anthropogene Ablagerungen sind Aufschüttungen westlich von Nonndorf bei Gars im Bereich einer rekultivierten aufgelassenen Sand und Schottergrube. Eine weitere Aufschüttung befindet sich nordwestlich von Nonndorf, wobei es sich offensichtlich um den Damm eines alten Teiches handelt. Weitere anthropogene Ablagerungen sind vor allem Anschüttungen an Feldwegen und bei landwirtschaftlichen Gebäuden östlich von Gars am Kamp.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Kartenblattes 21 Horn erfolgte die Aufnahme im mittleren Teil des Kartenblattes, im Bereich nordöstlich von Gars am Kamp, westlich von Zaingrub und südöstlich von Rosenberg. In diesem Gebiet finden sich kristalline Gesteine des Moldanubikums, die mit quartären Sedimenten unzusammenhängend bedeckt sind. Vereinzelt treten auch paläogene Sedimente an die Oberfläche.

Moldanubikum

Nach der Kartierung von Gerhard Fuchs wird der Untergrund dieses Gebietes von moldanubischen Gesteinen gebildet. Es finden sich verwitterter Paragneis mit Amphibolitlagen, Glimmerschiefer, Bänderamphibolit mit Orthogneislagen und lokal – südwestlich vom Postlberg, südlich der Kote 345 – Graphitquarzit.

Aufschlüsse von moldanubischen Gesteinen finden sich nur ganz vereinzelt. Es handelt sich vor allem um gelbbraunes bis braunes, graues, grünlichgraues, lokal rostbraunes, oft glimmeriges, sandiges bis toniges, teilweise auch lehmiges Eluvium mit Quarz- und verwitterten Gesteinsbruchstücken oder Steinen. Lokal treten in dem tonigen Eluvium rötliche und gelbliche Flecken auf, die eventuell auf fossile Verwitterungshorizonte zurückzuführen sind.

Paläogen–Neogen

Sedimente, die vermutlich der fluviatilen St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium) zuzurechnen sind, konnten lokal unter Lössbedeckung in einem Hohlweg westlich von Zaingrub und nahe der Straße zwischen Gars am Kamp und Zaingrub, nordöstlich der Kote 342 (Postlberg) festgestellt werden. In einem Aufschluss in dem Hohlweg und in Bohrstocksonden wurden hellbraune, grünlichgelbbraune, grünlichgraue, weißgraue, rostrot bis braun gefleckte und gestriemte, kalkige, z.T. auch kalkfreie, siltige bis siltig-sandige Tone und Sandtone festgestellt.

Eine Kartierungsbohrung der GBA (KB 21-72, BMN-Koordinaten M34: Rechts: 701474, Hoch: 387413) westlich von Zaingrub, ca. 750 m nordöstlich der Kote 354 (Rotes Kreuz) erbohrte unter einer 1,5 m mächtigen Lössdecke und ca. 1 m Terrassensedimenten bis zu einer Tiefe von 7,2 m hellgraue bis mittelgraue, schwach kalkige, tonig Silte, die gegen das Liegende in bleigraue, seifige, siltige

Tone übergangen. Bei diesen Tönen kann es sich einerseits um Pelite der St. Marein-Freischling-Formation, andererseits aber auch um tiefgründig verwittertes Kristallin handeln. In einer zweiten Kartierungsbohrung (KB 21-75, BMN-Koordinaten M34: Rechts: 701943, Hoch: 386173) ca. 250 m südöstlich der Kote 342 Postlberg wurden unter 50 cm Löss bis ca. 3 m Tiefe gelbgraue bis grünlichgraue, glimmerige Feinsande angetroffen, die über tiefgründig feinsandig verwittertem Biotitschiefer lagern. Auch hier konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob die Feinsande zur St. Marein-Freischling-Formation oder zum verwitterten Kristallin zu rechnen sind.

Quartär

Im untersuchten Gebiet kommen vor allem Löss, fluviatile Schotter und in geringem Umfang auch deluviale und deluvio-fluviatile Sedimente sowie anthropogene Ablagerungen vor. Die quartären Ablagerungen bedecken das untersuchte Gebiet nur unzusammenhängend. Die relativen Höhen der fluviatilen Schotterakkumulationen wurden aus der topographischen Karte 1:50.000 ermittelt. Ihre Abschätzung wird jedoch durch die solifluidale Verschleppung an den Hängen erschwert.

Unteres Pleistozän

Fluviatile Terrassenschotter mit der Oberfläche in ungefähr 350–354 m Seehöhe (relativ 95–100 m über der heutigen Kampalaue) und einer Basis in ca. 340 m (relativ 85 m) liegen südwestlich von Zaingrub, vor allem in der Umgebung der Kote 354 m (Rotes Kreuz). Im nördlichen Teil, westlich von Zaingrub, liegen diese Schotter ungefähr 20 m tiefer mit der Oberfläche bei ca. 330 m (relativ 75 m) und der Basis bei 320 m Seehöhe (relativ 65 m). Es ist daher nicht ganz klar, ob es sich dabei nur um eine einzige Akkumulation handelt.

Westlich von Zaingrub erbohrte die Kartierungsbohrung KB 21-72 (siehe oben) unter 1,5 m Löss diese Terrassensedimente als rötlichbraune und schwach kalkige, feinsandig-siltige Mittelsande mit Fe-Konkretionen in einer Mächtigkeit von ca. 1 m.

Die Schotter sind, besonders bei geringer Mächtigkeit, durch Frost und Solifluktion mitsamt dem verwitterten, tonigen Untergrund kryoturbar gestaucht und verfrachtet. Deshalb können die Schotter auch im Liegenden der Tone vorkommen, die durch tiefgründige Verwitterung aus den kristallinen Gesteinen hervorgegangen sind. An der Oberfläche liegen sehr viele kantengerundete bis gerundete, stellenweise gut gerundete Quarzgerölle mit meist 0,5–5 cm, untergeordnet auch 10–15 cm oder vereinzelt 20–35 cm Durchmesser. Manchmal sind auch Quarzite und metamorphe Gesteine zu beobachten. Die Matrix der Schotter besteht aus braunem, humosem, sandigem Lehm, untergeordnet auch aus lehmigem, kalkigem Sand. An den Randpartien der Schottervorkommen liegen verschleppte Gerölle mit 0,5–2 cm Durchmesser auf hellbraungelben, kalkfreien Tönen. Die tatsächliche Mächtigkeit der fluviatilen Schotter konnte nicht festgestellt werden.

Mittleres Pleistozän

Fluviatile Terrassenschotter mit der Oberfläche in ca. 295 m Seehöhe (relativ 45 m über der heutigen Kampalaue) und der Basis in 285 m (relativ 35 m) kommen im nordöstlichen Teil von Gars am Kamp, beiderseits der Straße nach Zaingrub vor. An der Oberfläche liegen viele gerundete, stellenweise kantengerundete, vereinzelt auch

gut gerundete Quarzgerölle mit 6–10 cm, vereinzelt 15–20 cm, ganz lokal 30 cm Durchmesser. Selten treten auch Gerölle aus kristallinen Gesteinen auf. Die Matrix wird aus hellbraunem, sandigem bis tonig-sandigem, kalkfreiem, lokal schwach kalkigem Lehm gebildet. Die fluviatilen Schotter sind, ähnlich wie bei der älteren Akkumulation, deutlich durch Frost und Solifluktion mit den darunter liegenden Tönen kryoturbar gestaucht. Die Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente konnte nicht festgestellt werden. Im Liegenden befinden sich kristalline Gesteine, die hauptsächlich tonig verwittert sind.

Oberes Pleistozän

Löss bilden hauptsächlich zwischen Gars am Kamp und Zaingrub unzusammenhängende Aufwehungen und flache Bedeckungen auf den östlichen und südöstlichen Hängen. Die äolischen Sedimente liegen meistens auf verwitterten, kristallinen Gesteinen und bedecken stellenweise fluviatile Schotterakkumulationen. Die Löss sind hellbraun bis gelbbraun, vereinzelt hellgraubraun oder hellrostbraun, siltig, untergeordnet tonig-siltig bis tonig, lokal siltig-sandig bis sandig, unterschiedlich glimmerig, oft mit kleinen Pseudomyzelien und manchmal mit Lösskindel. Im unteren Teil enthalten sie meistens scharfkantige Quarzkörner und verwitterte Bruchstücke von kristallinen Gesteinen. Bei größerer Mächtigkeit zeigen die Löss weiße, kalkige Beläge auf vertikalen Wänden. Die Mächtigkeit beträgt 0,5 m, stellenweise auch mehr als 3 m.

Lösslehme sind tonig bis stark tonig, vereinzelt auch siltig, kalkfrei, manchmal rostig braun, stellenweise auch braun bis gelbbraun. Die Mächtigkeit der Lösslehme übersteigt lokal 1 m. An der Oberfläche liegen oft umgelagerte Gerölle von höher gelegenen Schotterniveaus oder Bruchstücke verwitterter kristalliner Gesteine.

Pleistozän–Holozän

Deluviale Sedimente bilden lokale, schmale Akkumulationen an Hängen in Gars am Kamp am Beginn eines Grabens südwestlich der Kote 354 (Rotes Kreuz) und westlich von Zaingrub. Die Lehme sind hell- bis dunkelbraun, stellenweise rostbraun, graubraun, tonig, sandig, kalkfrei, variabel humos und glimmerig, mit kleinen Quarzgeröllen und Bruchstücken verwitterter kristalliner Gesteine. Unter den Lehmen folgen braune, rostbraune bis braungraue Tone, lokal auch siltige Tone bis Silte. Unterschiedlich ist das Vorkommen von Geröllen, Quarzbruchstücken und verwitterten Kristallinbruchstücken von maximal 5 mm Größe. Die Mächtigkeit der deluvialen Sedimente übersteigt stellenweise 1 m.

Holozän

Deluvio-fluviatile Sedimente finden sich in dem Graben südwestlich von Zaingrub. Sie werden aus dunkelbraunen bis graubraunen, meistens stark humosen, tonigen Lehmen gebildet. Tiefer sind es auch siltig-sandige, stellenweise rostig gefleckte Tone mit oft derselben Färbung, mit kleinen verwitterten Gesteinskörnern und scharfkantigen Quarzbruchstücken. Ihre nachgewiesene Mächtigkeit beträgt 0,5–1 m.

Anthropogene Ablagerungen bedecken lokal eine Fläche am südlichen Rand des kartierten Gebietes am Ostrand von Gars am Kamp. Es handelt sich um Bauschutt und Aushubmaterial.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt in der Umgebung der Dörfer Nonndorf bei Gars, Loibersdorf und Mörtersdorf. Es wird im Osten, an der Ostrandstörung des Horner Beckens, von einem Waldgebiet begrenzt, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Der paläogen-neogene Untergrund wird vor allem von Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation und in kleinerem Maße auch der Mold-Formation und Loibersdorf-Formation gebildet. Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in eine Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge

Moldanubische Glimmerschiefer stehen entlang des östlichen Randes des kartierten Gebietes an. Daneben findet man Paragneis und Bittescher Gneis. Es sind vor allem grobsteinige, lehmig-sandige, kalkfreie Eluvien mit braungrauer bis brauner Farbe.

Paläogen-Neogen

Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation** (Oberoligozän-Untermiozän, Egerium) konnten vielerorts zwischen den Dörfern Nonndorf bei Gars und Loibersdorf und weiter südwestlich und nordwestlich von Mörtersdorf aufgenommen werden. Sie sind als grüngraue, kalkfreie, stellenweise leicht sandige Tone vertreten. Östlich von Nonndorf bei Gars, aber auch anderswo, kommen zusammen mit Tönen auch hellbraungraue, kalkfreie, mittel- bis grobkörnige Sande vor. Diese Sande enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis 1 cm Durchmesser.

An manchen Stellen südlich von Loibersdorf wurden dunkle, grüngraue bis grauschwarze, veränderlich kalkhaltige Tone angebohrt, die wahrscheinlich zur **Mold-Formation** (Untermiozän, unteres Eggenburgium) gehören.

Sedimente der **Loibersdorf-Formation** (Untermiozän, unteres Eggenburgium) sind östlich der Linie Mörtersdorf-Loibersdorf verbreitet. Es sind grau- bis grüngraue, kalkfreie, glimmerige, fein bis mittelkörnige Sande, stellenweise mit Quarzgeröllen bis 2 cm Größe (selten bis 10 cm). Sie enthalten Molluskenreste und seltener auch Einschaltungen aus Corallinaceenkalk.

Pleistozän

Deluvio-fluviatile **Sedimente der Schwemmkegel**. Auf dem flächig ausgedehntesten Schwemmkegel befindet sich die Gemeinde Mörtersdorf. Der Schwemmkegel entstammt dem Graben des Geiersdorfer Baches, der von der Gemeinde nach Osten zieht. Weitere Schwemmkegel entstammen den Gräben, die von den nördlich und südlich von Mörtersdorf situierten Tälern gegen Westen ziehen.

Ein kleinerer, jedoch morphologisch deutlicher Schwemmkegel befindet sich westlich des Randes der Gemeinde Loibersdorf. Alle diese Körper bestehen aus einigen Meter mächtigen, hellbraunen bis braunen, schluffig-sandigen oder sandig-schluffigen, deluvio-fluviatilen Sedimenten. Diese Sedimente enthalten häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Orthogneis und Paragneis) von bis zu 5 cm (maximal 12 cm) Größe, untergeordnet auch kantengerundete Quarzgerölle von 3 bis 4 cm Durchmesser und stellenweise auch Schalenbruchstücke von Mollusken. Der Sedimenttransport aus dem größten Schwemmkegel erfolgte bis zu einer Entfernung von 1 bis 1,5 km westlich des Kristallinrandes.

Lösse sind meistens stark sandig, feinglimmerig, relativ locker, mit der typischen, leicht braungelben bis hellbraunen Färbung und führen kleine Pseudomyzelien. Konkretionen kommen nur selten vor und sind nicht größer als 3 bis 4 cm. Im östlichen Teil des kartierten Gebietes bilden die Lössse auf südwestlichen Hängen kleinere, isolierte Aufwehungen. In Richtung Westen gehen diese isolierten Vorkommen in flächig ausgedehntere Lössbedeckungen über. Nordwestlich von Mörtersdorf bedecken die Lössse einen wesentlichen Teil des Schwemmkegels des Geiersdorfer Baches.

Holozän-Pleistozän

Als **deluviale Sedimente** wurden braune, kalkfreie, steinige, lehmig-sandige bis sandig-schluffige Tone beschrieben, die stellenweise Quarzgerölle und Bruchstücke kristalliner Gesteine enthalten. Diese Sedimente liegen in unteren Hangteilen und kommen im größeren Maße bloß nördlich von Mörtersdorf vor.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talau des Geiersdorfer Baches und des durch Nonndorf bei Gars fließenden Baches. Bei dem erst genannten wird der obere Auteil von dunkelbraunen, kalkfreien, lehmig-sandigen Hochflutonen mit einer Mächtigkeit von 50 bis 60 cm gebildet. Nach unten gehen sie in hellgraubraune, rostfarbig fleckige, fein bis mittelkörnige, fluviatile Sande über. Der Aufbau der Aue des zweiten Baches ist etwas anders. Der obere Teil bis in die Tiefe von ca. 0,5 m wird von einem graubraunen, kalkhaltigen, lehmig-sandigen Auenton gebildet, der häufig umgelagerte Schalen von miozänen Mollusken enthält. Diese Hochflutone setzen scharf auf dunkelgrauem, kalkfreiem Hochflutlehm mit organischer Beimischung ein.

Braune bis hellgraubraune, kalkfreie, lehmig-sandige, tonführende **deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in den kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen abgelagert und gehen in fluviatile Sedimente der Talauen über oder enden in kleineren Schwemmkegeln.

Anthropogene Sedimente sind vor allem Anschüttungen von Straßenkörpern, befestigte Oberflächen und kleine Mülldeponien.

Blatt 38 Krems

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von SLAVOMÍR NEHYBA

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten

GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die erforderlichen Kartierungsarbeiten erstreckten sich auf das Gebiet zwischen Wiesenbachtal und Brillergaben von der Kalkalpenstirn bis zur Linie Hasenwirts- haus-Warbeshofer. Ferner wurde die Frankenfels-Decke vom Gebiet südlich Hainfeld bis zum Birnbaumer aufgenommen. Schließlich erfolgten Begehungen zur Koordination zwischen Aufnahmen, die von Studentinnen und Studenten der Universität Kiel in den 1990er Jahren für die Geologische Bundesanstalt durchgeführt wurden, sowie zum Abgleich dieser Arbeiten mit den eigenen der letzten Jahre.

Im Wiesenbachtal setzt sich die Frankenfels-Decke, überschoben auf Radiolarite und kieselige Sandsteine und Pelite der Ybbsitzer Klippenzone, von der westlichen auf die östliche Talseite mit Hauptdolomit und Rauhwacke an ihrer Stirn fort. Der Rauhwackenzug ist vor allem nördlich der Staffhütte ausgeprägt. Lückenhaft folgen darüber Hauptdolomit, Kössener Schichten des Rhätium und Unterjura-Fleckenmergelkalk (Ammoniten nahe Kote 498), der die Mulde vor Einsatz der südlich anschließenden Antiklinalzone bildet. Diese besteht aus einer Rauhwacke im Kern (nur im Wiesenbachtal nördlich Weghofer zutage kommend), aus Hauptdolomit und am Nordschenkel mächtigen Kössener Schichten, die im Hangenden eine sandig-kieselige Entwicklung erhalten, deren stratigraphische Stellung und ihr Bezug zu Schattwalder Schichten oder basalem Unterjura noch zu klären ist. Am Südschenkel der Antiklinale ist das Rhätium viel geringmächtiger. Auch hier schalten sich im Hangenden sandig-kieselige Kalke ein, bevor Unterjura-Fleckenmergelkalk einsetzt, der in geringer Mächtigkeit aber durchgehend verfolgbar ist. Einige wohl tektonisch bedingte Lücken in der Erstreckung weist der darüber folgende Streifen bunter Jurakalke auf, die aus rötlichgrauen Kalken des Mittel- bis Oberjura bestehen, zuoberst immer intensiver rot und schlierig-knollig. Tiefere Unterkreide bildet einen lateral begrenzten Streifen entlang des Tales zwischen Staff und Wiesenbach. Dieses Tal wird von mittlerer bis höherer Unterkreide eingenommen, die bis zur Nordflanke des Staff hinauf- und dann in den Brillergaben hinunterzieht. Sie besteht aus schiefri- gem Mergel, dunkel- bis mittelbraungrau, der gegen oben zu schließlich Sandsteine enthält, die sehr oft durch Sedimentmarken an ihrer Schichtunterseite gekennzeichnet sind (aufrechte, südfallende, z.T. steile Lagerung). Die in den Mergeln enthaltene Mikrofauna entspricht dem Bereich Aptium/Albium. Über diesen Streifen schiebt sich die Pielachschuppe mit einer inversen Abfolge von tieferer Unterkreide bis Hauptdolomit, manifestiert in der markanten Anhöhe des Staff. Die Mergelkalke der tieferen Unterkreide bilden einen kontinuierlichen Streifen, dem stratigraphisch Oberjura in Form hellgrauer Tithonkalke sowie roter knolliger Kalke und Mitteljura in Form massiger rötlicher bis hellgrauer Kalke (Mikro-Oolith), aufgelagert ist. Typischer mittelgrauer oolithischer Kalk ist aber auch ne-

ben der Kössener Entwicklung dem Rhätium zuzuordnen. Die Südflanke des Staff wird schließlich von Hauptdolomit eingenommen, der in sich eine Verschuppung aufweist und sich als südwestwärts verlaufender Streifen halbfensterförmig bis westlich des Rinebacher in die Lunz-Decke erstreckt. Ein Rinebacher Fenster (HOHNEMANN, Die Tektonik und Stratigraphie des österreichischen Voralpenlandes südlich von St. Veit an der Gölzen und Wiesenfeld, Dipl. Arb. Univ. Kiel, 1996), dessen Annahme auf einer anderen Inhaltsdeutung beruhen würde, konnte nicht verifiziert werden.

Über der Pielachschuppe erfolgt die Überschiebung der Lunz-Decke, welche in ihrem Stirnteil aus einem System besteht, in dem Lunzer Schichten eine dominierende Rolle spielen. Durch intensive Verfaltung stoßen durch sie einerseits Züge von Mitteltrias bestehend aus anisischen, oft massigen Kalken (Further Typ) und Reiflinger Kalke, andererseits liegen Züge von Opponitzer Rauhwacken und Opponitzer Kalken darüber. Vor allem im Nordabschnitt sind diese Züge oft im Streichen spindelförmig eingeregelt, nordöstlich von Rinebacher auch quer dazu. Als Zeichen einer Stirnfalte begleitet östlich vom Großweihrer nordfallender Hauptdolomit und Reste von Opponitzer Kalk die Stirne auf etwa 800 m. Die Lunzer und Opponitzer Schichten zwischen Großweihrer und Hofbauer überschreiten das Wiesenbachtal und tauchen an dessen Westhang unter Hauptdolomit ab.

Vom Kerngebiet dieser Kartierung ausgreifend ergab eine Nachbegehung westlich des Wiesenbaches, dass auch hier die Strukturen des Grenzgebietes Frankenfels-Decke/Lunz-Decke analog verfolgbar sind.

Der Streifen der höheren Unterkreide mit bräunlichgrauen bis dunkelgrauen oder dunkel gefleckten Mergeln und etwas Sandstein zieht in einer morphologisch markanten Einmuldung, in der sich ein Forstweg hochschlängelt, bis zur Wiese nordöstlich des Wieserspitz hoch. Darüber schiebt sich die Pielachschuppe mit einer inversen Abfolge von kontinuierlich verfolgbarer tieferer Unterkreide bis in den Hauptdolomit. Stratigraphisch unter (tektonisch über) dem tiefer unterkretazischen, vereinzelt dunklen Hornstein führenden Mergelkalk folgt Oberjura als Tithonkalk und schlierig/knolliger Buntkalk sowie Mitteljura in Form von wandbildendem rötlichgrauem Kalk oder hellgrauen Mikro-Oolithkalk. Unterjura, wenn auch nur an einer Stelle als grauer Crinoiden-Grobspatkalk beobachtbar, liegt zwischen Mitteljura und lückenhaftem Rhätium. Diese strukturellen Verhältnisse lassen sich westwärts bis nahe dem Traisenhalbfenster verfolgen, eine Komplikation in Form einer Eindrehung stellt sich in der Mitte des Zuges ein. Die Pielachschuppe fällt unter die Lunz-Decke mit deren im Wesentlichen südfallenden Masse des Hauptdolomites des Wieserspitz.

Vom Kerngebiet der Kartierung gegen Osten zu ausgreifend lässt sich der Streifen des Aptium/Albium von der Ostseite des Staff über den Brillergaben hinweg an die Ostflanke desselben verfolgen. Er ist an einem Forstweg mit Südfallen bei aufrechter Lagerung aufgeschlossen und zieht ostwärts weiter in das Wobachtal, wo er abermals an einer Forststraße meist südfallend ansteht. Die Basis

scheint hier an der Südgrenze bei südfallender inverser Lagerung in gewisser Nahebeziehung zum anschließenden Mergelkalk der tieferen Unterkreide der Pielachschuppe zu liegen. Möglicherweise hat der Streifen von mittlerer bis höherer Unterkreide ursprünglich Muldencharakter, ist aber sicher tektonisch zusammengeschoben und auf geringe Breite eingeengt. Im höheren Hanganteil des Wobachgrabens tritt vereinzelt Brekzie mit ausschließlich Silikatkomponenten auf. Eine Überprüfung der Westflanke des Halbachtals im Bereich südwestlich des Gasthofes Haxenmühle sicherte an einer Forststraße weiterhin den Verlauf des Streifens von mittlerer bis höherer Unterkreide in Form einer Mergelserie mit Sandsteineinschaltungen, eingespannt zwischen Mitteljura der Frankenfels-Decke im Norden und Pielachschuppe mit tieferer Unterkreide und etwas Hauptdolomit im Süden, überschoben von Lunzer Schichten der Lunz-Decke.

Ein weiterer Kartierungsschwerpunkt war erforderlich im Nordrandstreifen des Kalkalpins südlich Hainfeld über den Sommerhof nordöstlich Ramsau hinaus bis zur östlichen Blattgrenze. Dieser Streifen besteht aus einer von Westen nach Osten sich zunächst verschmälernden Frankenfels-Decke und einer noch beständig vorhandenen Pielachschuppe vor der Überschiebung der Lunz-Decke, welche letztere nordwestlich vom Leitner nach Süden abschwemmt. Diese Überschiebung wird hier von den Oberkreidesedimenten der Gießhübler Mulde überdeckt, sodass nur mehr Frankenfels-Decke gegen Osten existiert. Es handelt sich dabei um Losensteiner Schichten, in denen offensichtlich eine Gleitscholle aus Hauptdolomit, Rhätium und Jura (Ammoniten führender Fleckenmergelkalk im Unterjura) liegt (WESSELY, Geologische Spaziergänge, Geopfad Ramsau, 2010).

Die Frankenfels-Decke zu beiden Seiten des Ramsaubachtals südlich Hainfeld wird von Ybbsitzer Klippenzone mit ihren Radiolariten, Brekzien und gelegentlich Mergelkalk unterlagert. Sie besitzt an der Stirne einen Rauhwackenzug mit Hauptdolomit im Hangenden. Mit Unterbrechungen reichen beide ostwärts bis zum Sommerhof, der Hauptdolomit bis zur Blattgrenze. An den Flanken des Ramsaubachtals liegt über dem Hauptdolomit eine Mulde aus Kössener Schichten, Schattwalder Schichten oder deren vermutlicher Vertretung als kieseliger sandiger Kalk mit grauem Kern und krustiger brauner Verwitterungsrinde. Darüber folgen Unterjura-Fleckenmergelkalke. Der Hauptdolomit des Südschenkels der Mulde schiebt auf den Muldeninhalt, wie dies in einem Bauaufschluss beim Rinderhof südlich Kote 430 ersichtlich war. Der Hauptdolomit ist an der Ostflanke des Ramsaubachtals nur mehr fragmentär vorhanden. An der Südflanke folgt gegen Süden zu über dem Hauptdolomit Rhätium (Korallen führend), Fleckenmergelkalk des Unterjura und rudimentär Buntkalke des mittleren und höheren Jura. Als Marker zieht auch hier der Streifen von mittlerer bis höherer Unterkreide über das Ramsautal hinweg nach Osten bis südlich und südöstlich Mitterer.

Es handelt sich um Mergel, Sandsteine, und westsüdwestlich Mitterer auch um silikatische Brekzie und Konglomerat. Östlich der südwärts abbiegenden Überschiebung der Lunz-Decke westlich vom Leitner wird die höhere Unterkreide großflächig freigegeben und vor allem in zwei Gräben, die Richtung Hofstatt hinaufziehen, sind südfallende Sandsteine und Mergel aufgeschlossen. Nördlich vom Leitner liegt eine große Gleitscholle aus Hauptdolomit, Rhätium, Unterjura-Fleckenmergelkalk, geschichtetem grauen Filamentkalk des Mitteljura und *Saccocomakalk* sowie Calpionellenkalk des Oberjura darinnen. Einen Hinweis der Eingleitung lieferte ein Aufschluss östlich des Leitner, da in dem unter das Rhätium der Scholle fallenden Mergel der höheren Unterkreide, Blöcke des Rhätium eingesedimentiert liegen. (Beschreibung in: Geologische Spaziergänge, Geopfad Ramsau, Geol. B.-A., 2010).

Die inverse Pielachschuppe ist zwischen der Westflanke des Ramsaubachtals bis südöstlich Mitterer konstant mit tieferer Unterkreide, fragmentär Jura, Rhätium und Hauptdolomit verfolgbar. Als wandbildender, zäher mittelgrauer „Rhät-Oolith“ und als Buntkalk des Mittel-/Oberjura ist er im höher gelegenen Abschnitt der Forststraße, welche die Westflanke des Ramsaubachtals in Windungen hochzieht, erschlossen. Analoge Schichten bilden den Lindenstein in westlicher Fortsetzung des Streichens.

Die Stirne der Lunz-Decke vom Lindenstein ostwärts wird von Hauptdolomit gebildet, nordöstlich Leitner tritt auch Rhätium an die Überschiebung heran.

Eine Nachbegehung der an den Hauptdolomit der Stirnzone anschließenden Muldenzone westlich des Ramsaubachtals war den Flanken des tieferen Unterjura in deren Kern gewidmet. Das flachliegende markante Juravorkommen der Nordflanke nordöstlich der Hainfelder Hütte grenzt infolge tektonischer Verstellung nicht unmittelbar an die tiefere Unterkreide, sondern an Obertrias, gehört aber zweifellos derselben Mulde an. Über etwas Rhätium liegt geringmächtiger grauer Crinoidenspatkalk des Unterjura mit massiven grauen Hornsteinlagen und Hornsteinlinsen, gefolgt von Buntkalcken des mittleren und höheren Jura, wobei auch roter Radiolarit auftritt. Das Vorkommen hebt gegen Osten aus. Die Südflanke der Mulde wird nur rudimentär von etwas Radiolarit und Buntkalk des mittleren bis höheren Jura begleitet.

Eine zusätzliche Begehung wurde schließlich im Gebiet westlich Traisen südlich des Reisenbaches notwendig, da hier im Stirnbereich der Frankenfels-Decke eine Abtrennung von dunkelgrauem Hornstein führendem Kieselkalk im Norden von südlich anschließenden Kössener Schichten erforderlich wurde. Die Grenze ist angesichts der ungünstigen Aufschlussverhältnisse nicht immer leicht fassbar. Nur westlich des Tiefentales wird sie von einem kurzen Rauhwackenzug markiert. Die Kössener Schichten sind abschnittsweise reich an Korallenkalcken und Lumachellen. Für untypische Kieselkalkvarianten werden mikrofaziale Untersuchungen die erforderlichen stratigraphischen Nachweise erbringen.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

HANS EGGER
& FRED RÖGL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden einige Tage im Kalkalpengebiet unmittelbar südlich vom Ort Steyrling kartiert. Etwas südlich des Blattschnittes der neuen UTM-Karte 4201 konnte als wichtiger Leithorizont ein schmales Band von dunkelgrauen Tonsteinen und sehr untergeordnet vorkommenden ockerfarbenen anwitternden Siltsteinen der Lunz-Formation kartiert werden. Im Grabeneinschnitt nördlich des Habichtkogels wurde diese Formation in einer Höhe von 1.000 m angetroffen. Von hier streicht sie den Hang entlang gegen Nordosten. Die auf der topographischen Karte eingezeichnete Quelle südöstlich vom Gehöft Ebner ist an diesen Stauhohizont gebunden, der über den Sattel weiter in den das Tal des Fischbachs zieht. Diesen quert er etwas unterhalb der Gabelung der Forststraße in 600 m Seehöhe und streicht von hier weiter in den Grabeneinschnitt, der gegen Südosten zur Schlagbauernreith zieht. Auch dort sind wieder Quellen an die Vorkommen von Lunz-Formation gebunden.

Das umlaufende Streichen der Lunz-Formation kann auch im überlagernden Hauptdolomit beobachtet werden, der den Höhenrücken vom Hühnerzipf bis zum Steyrtal aufbaut und mittelsteil gegen Südosten bzw. Südwesten einfällt. Das meist gut gebankte Gestein zeigt braune, seltener graue Färbung. Algenlaminite treten häufig auf.

Im Liegenden der Lunz-Formation befindet sich Wetterstein-Dolomit, der ab einer Höhe von 590 m entlang des ganzen Ebnergrabens ansteht. Bachabwärts grenzen an den Wettersteindolomit die gut gebankten grauen Hornsteinknollenkalke der Reifling-Formation. Bei der Grenze zwischen beiden Formationen handelt es sich um einen tektonischen Kontakt, da der Wettersteindolomit an einer NW-SE streichenden Linie schräg abgeschnitten wird. Diese Störung streicht vom Ebnergraben weiter in das Tal des Fischbachs, das sie bei der zweiten Forststraßenbrücke in einer Höhe von 595 m quert. Bachabwärts stehen im Fischbachtal steil einfallende, im dm-Bereich gebankte, ebenflächig geschichtete, stark bituminöse Kalke und Dolomite der Gutenstein-Formation an.

Die Gutenstein-Formation streicht von hier weiter zum Keferstein und dann hinunter ins Steyrtal. Nördlich des Kefersteins ist ein markanter Geländeeinschnitt, an dem im Norden eine Rippe von Wettersteinkalk grenzt. Der Boden des Geländeeinschnitts ist größtenteils mit dem Hangschutt der Gutenstein-Formation und des Wettersteinkalks bedeckt. In etwa 700 m Seehöhe treten in diesem Schutt aber auch Rollstücke von Glaukonit führenden Quarzsandsteinen auf. Diese werden der Rehbreingraben-Formation („Gault-Flysch“) des Rhenodanubikums zugeordnet und als Fortsetzung des von GATTINGER (Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich, unpubl. Diss. Univ. Wien, 1953) entdeckten Steyrling-Fensters betrachtet.

In der Böschung einer Forststraße (Koordinaten: 47°47'55" N, 014°08'31" E) wurden zudem stark verquälte, intensiv mit Kluffkalzit durchzogene rote, graue und schwarze Tonmergel und Tonsteine entdeckt. Das kalkige Nannoplankton aus diesen Gesteinen ist völlig rekristallisiert und lässt keine taxonomischen Bestimmungen mehr zu. Auch die ursprünglich vermutlich reiche Foraminiferenfauna ist durch die Metamorphose weitgehend zerstört und nur mehr wenige Arten und Gattungen konnten daraus bestimmt werden.

Der Schlämmrückstand des grauen Mergel (Probe KD4/07) enthielt neben mit Serizit überzogenen Körnern und Sandsteinbröckchen agglutinierenden Formen (*Dorothia fallax* HAGN, *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Karrieriella subglabra* (GUEMBEL), *Nothia* sp., *Recurvoides* sp., *Sabellivoluta humboldti* (REUSS), *Trochamminoides variolarius* (GRZYBOWSKI)) aber auch eine *Globigerina (officinalis?)* und eine fragliche *Pseudohastigerina*. Diese Fauna kann in das Eozän eingestuft werden.

Auch im Schlämmrückstand der Probe KD5/07 befanden sich nur wenige bestimmbarere Foraminiferen, die meisten Exemplare der ursprünglich reichen Fauna sind in gelbliche Kalzitknollen umgewandelt. Neben *Dorothia fallax* HAGN und *Karrieriella subglabra* (GUEMBEL) konnten die planktonischen Arten *Subbotina linaperta* (FINLAY) und *Pseudohastigerina micra* (COLE) bestimmt werden. Diese belegen wiederum das Eozän (oberstes Ypresium bis oberstes Priabonium).

Die schwach metamorphen eozänen Pelitgesteine werden der ultrahelvetischen Buntmergelserie zugeordnet, die damit erstmals im Steyrling-Fenster nachgewiesen werden konnte.

Blatt 87 Walchensee

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von ALFRED GRUBER

Bericht 2008–2011 über geologische, strukturelle und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch, sowie auf den Blättern 87 Walchensee und 119 Schwaz

ALFRED GRUBER

Für die nachfolgenden Beschreibungen zur Stratigraphie, Struktur- und Quartärgeologie ausgesuchter Gebiete auf ÖK 88 Achenkirch stellt die 2011 im Rahmen der Arbeitstagung in Achenkirch erschienene Geologische Gebietskarte 1:25.000 („Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“) die Vorlage dar.

Stratigraphische und strukturelle Beobachtungen im Oberau- und Unteratal, am Kamm Schreckenspitze–Rether Kopf–Kafell sowie am Christlumkopf und an der Hochplatte (ÖK 88 und ÖK 119).

Oberatal, Schrambach- und Kaserstattalm (ÖK 119)

An der Almstraße Oberatal-Kaserstattalm ist die Schichtfolge Kössen-Formation, Rotkalk-Gruppe (Adnet- und Klausalk-Formation), Ruhpolding-Formation und Tauglboden-Formation aufgeschlossen. Die Tauglboden-Formation, die in den Kehren unterhalb der Kaserstattalm ansteht, setzt über geringmächtigem Radiolarit mit dickbankigen, grau-bräunlichen Brekzien und Biopelpackstones bis -grainstones (mit Ooiden, Klasten aus Oolithen, Brekzien und Konglomeraten) ein; sie sind von dicken Kieselchnüren durchzogen. Diese Lithologien wechsellagern mit dünnbankigen Chertlagen, Radiolarien-Grainstones und grünen Tonlagen (mm bis cm dick). Es handelt sich hierbei um die westlichen Ausläufer der Rofan-Brekzie, die den oberen Abschnitt des Radiolarit-Beckens einnehmen und bisher irrtümlicherweise als Barmsteinkalke ausgedeutet wurden.

Moosenkopf-Bergalm

Die scharfe Gratschneide, die von der Moosenalm nach Süden zum Moosenkopf hochzieht, besteht aus Rotkalken vom Typ Adnet-Formation und aus Hierlatzkalken. Den unteren Wandabschnitt des Ostabfalles des Moosenkopfes bilden dickbankige Oberrhätkalken. Das Einfallen ist durchwegs steil invers nach E bis NE gerichtet (SS 45/60 invers, Höhe 1.700 m auf der Gratschneide). Unmittelbar westlich des Grates schließt geringmächtig Radiolarit an, der einen auffallenden Gratkopf bildet (SS 40/50 invers, auf SW-Grat des Gipfels). Westlich unterhalb dieses Kopfes kommen im Graben auf 1.600 bis 1.660 m Höhe stark verfaltete Kalke, dünnplattige Radiolarienmikrite mit Kieselchnüren und cm bis dm dicken allodapischen Kalken vor (vgl. Aufschlüsse am Forstweg zur Kaserstattalm, Kehre 5 und 7). Im breiten Bereich zwischen diesen Aufschlüssen und den Radiolariten kommen auch dunkelgraue und hellrötliche Radiolarien führende Mergel und Tonsteine, teils verkieselt, teils mit dünnen Brekzienschüttungen, vor. In den geologischen Karten 1:25.000 und 1:50.000 wur-

den diese Lithologien zur Tauglboden-Formation zusammengefasst. Westlich der Scharte finden sich nur mehr grau-grünliche, dichte Radiolarienmikrite und allodapische Kalke (Barmsteinkalke). Der Hügel, auf dem die Bergalm steht, besteht aus Rotkalken, an der Westflanke kommen die Radiolarite vor. Die Rotkalken setzen sich überwiegend aus teils dickbankigen Echinodermenschuttalken, weiters aus roten Knollenkalken und knolligen Mergeln zusammen (Adnet- und Klausalk-Formation). Am Übergang zum stratigraphisch liegenden Oberrhätkalk finden sich dünnbankige Grainstones aus Crinoidendetritus. Der Oberrhätkalk ist reich an großen Molluskenschalen und mit Rotkalk gefüllten Spalten durchsetzt und bis 10 m mächtig. Die Verbreitung der Kössener Schichten ist für den breiten Sattel zwischen Moosen- und Christlumkopf verantwortlich. Sie weisen zwei markante Rippen aus Biodetrituskalken, u.a. mit Korallen, auf. Auf ca. 1.700 m Höhe am Westgrat des Christlumkopfes treten die Mergel fast vollständig gegenüber Kalken zurück (Übergang Kössener Schichten – Plattenkalk). Wenige Meter südlich des Kreuzes am Christlumkopf gehen die Plattenkalke in Hauptdolomit über. Infolge weitgeschwungener Faltung (sichtbar v.a. im Plattenkalk südlich des Christlumkopfes) wechseln steil aufrecht W- bis SW-fallende mit steil invers E bis NE-fallenden Schichtlagerungen. Vom Christlumkopf nach Nordwesten hin wird der Plattenkalk durch eine steile NE-fallende Störung (Aufschiebung?) in seiner Mächtigkeit schräg zugeschnitten und damit reduziert.

Der Blick aus dem Oberatal nach Norden auf die Bergalm lässt etwas unterhalb der Almhütte eine flach liegende, leicht nach Westen ansteigende Störung erkennen, in deren Hangendscholle der Radiolarit einige Meter nach Westen versetzt ist. Die Schichten stehen im Liegendschinkel ca. vertikal, in der Hangendscholle sind sie stark W-fallend mit stirnförmiger Einrollung zur Störung hin. Es handelt sich um eine durchreichende Überschiebung, die der eoalpinen NW-gerichteten Einengung zuzurechnen ist.

Der nach Osten ins Oberatal umbiegende Graben zwischen Berg- und Kaserstattalm zeigt nördlich davon (Sporn mit der Schiffaneialm) vertikale bis steil invers E-fallende Schichtlagerung (Plattenkalk). Südlich des Grabens fallen die Schichten mittelsteil aufrecht nach W. Dazwischen könnte eine Störung verlaufen, die einen Bereich stärkerer Einengung im Norden von einem weniger verfalteten Bereich im Süden lateral begrenzt. Infolge dieser und parallel dazu verlaufender Störungen springen die Kössener Schichten auf der Südseite weiter nach Osten vor; der dortige Sporn mit Plattenkalk und Kössener Schichten ist störungsbedingt stark aufgelockert und neigt zu Zerreibungen und Felsabsetzungen.

Strukturen der Achental-Überschiebung im Gebiet Moosenalm – Unteratal

Die steil invers ENE-fallende Schichtfolge aus Oberrhätkalk, unter- und mitteljurassischen Rotkalken, Radiolarit und Tauglboden Schichten wird nördlich unterhalb der Hütte der Moosenalm durch eine flach E-fallende Störung abgeschnitten, deren Liegendscholle aus stark verfalteten Ammergauer Schichten / Barmsteinkalken besteht. Diese

Störung lässt sich nach Nordosten in das Unteraulal verfolgen; sie trennt dort inversen Plattenkalk und Hauptdolomit (Hangendscholle) von stark verfalteten und zerscherten Barmsteinkalken und – tiefer gelegen – Schrambach Schichten. Letztere sind bis in den cm-Bereich zerschert und durch eine Störung (Überschiebung) von den ebenfalls stark zerscherten Barmsteinkalken darüber getrennt. Es handelt sich hierbei um eine zerscherte, fast isoklinale Synklinalstruktur mit einem aufrechten Nordschenkel und einem überkippten Südschenkel und den Schrambach Schichten im Kern. Diese Großfalte lässt sich von den Südhängen des Unteraulales in Ost–West-Richtung bis zum Gröbner Hals verfolgen. Das Streichen der Faltenachse, die Richtung von Kleinfaltenachsen (z.B. am Südufer des Unteraulales südlich von Pkt. 1.018 m), wie auch das Streichen der Schichten weisen überwiegend auf die jüngere tertiäre SSW–NNE-Einengung hin. Die Abfolge ist am besten im Graben südwestlich von Pkt. 1.018 m aufgeschlossen. Durch diese Einengung wurde die Überschiebungsfläche und mit ihr die Hangendscholle kleinräumig verfaultet und überkippt. Die Großfalte ist dadurch nach NNE derart durchgeschert, dass Schrambach Schichten der Liegendscholle auf eingewickelter Plattenkalk und Hauptdolomit der Hangendscholle überschoben wurden. Der inverse Südschenkel aus Barmsteinkalken trennt einen tiefer gelegenen von einem höher gelegenen Überschiebungssast der Achental-Überschiebung. Die höhere Überschiebung läuft westlich der Moosenalm sukzessive aus und wird durch Faltung kompensiert. Die Bewegung der Hangendscholle dieser Überschiebung nach W–WNW lässt sich einerseits aus dem Einfallen der Störungsfläche nach E als auch aus den dominierenden Faltenachsen in NNE–SSW-Richtung eruieren. De facto überwiegen in den Ostabhängigen der Sonntags- und Schreckenspitze hauptsächlich NNE–SSW-streichende Faltenachsen im Meter- bis Zehnermeter-Bereich. Diese Faltenachsen zeigen jedoch auch ein Einfallen bzw. sind verbogen; dies entsteht durch eine sekundäre Überprägung durch spätere N–S-Einengung, sichtbar auch in vereinzelt auftretenden E–W streichenden Faltenstrukturen. Der tiefere Überschiebungssast der Achental-Überschiebung zieht, mäßig ansteigend, bis zum Gröbner Hals und biegt dort, entsprechend der Änderung des Geländeverschnittes, an den Westhängen der Schreckenspitze nach Süden um. An dieser, flach nach E bis SE fallenden Störung muss es im „Tertiär“ auch zu ansehnlichen Überschiebungsbeträgen in NNE-Richtung gekommen sein, die letztlich zur Bildung oben genannter, überkippter und E–W streichender Groß-Synklinalen geführt haben.

Barmsteinkalke und Faltenstrukturen im Gebiet Gröbner Hals, Stallentalalm Galtleger, Schreckenspitze, Sonntagsspitze (Hangendscholle der Achental-Überschiebung)

Bei der Querung der Westhänge der Schreckenspitze von Norden (Gröbner Hals) nach Süden (Stallenalm Galtleger) trifft man wechselnd auf Radiolarien führende graue Mikrite, in die teils mehrere Meter mächtige Barmsteinkalkbänke eingeschaltet sind. Sie repräsentieren allodapische Schüttungen von z.T. Flachwasserdetritus von einer Hochzone im Osten (Rofan) in das Ammergau Becken im Westen (vgl. Exkursion E2a im Tagungsband der Arbeitstagung 2011 Achenkirch). Die Barmsteinkalke weisen laterale Mächtigkeitsschwankungen auf und wittern als Rippen markant hervor. Bei diesen Kalken handelt es sich um

Grainstones bis Rudite, teils um reine Brekzien mit eckigen Klasten bis 10 cm Größe aus aufgearbeiteten Grainstones bis Feinbrekzien. Die Brekzien generieren sich somit auch aus zerglittenen Bänken, die ihrerseits aus Kalkareniten bzw. Kalkfeinbrekzien bestehen. An der Basis der Barmsteinkalke sind z.T. Erosionskontakte zu den Mikriten erkennbar. Die Schichtung schwankt zwischen steilem, inversem ESE-Fallen und steilem aufrechten SW- bis SSW-Fallen. Am markanten Südsporn des Gipfelgrates, etwa 350 m südlich von Pkt. 1.972 m (ÖK 119), sind die Schichten weitgeschwungen verfaultet; nach Süden zum Hohen Kasten hin (ÖK 119) sind die Barmsteinkalke N–S streichend und vertikal stehend. Südlich von Pkt. 1.861 m am Fonsjochgrat biegen die Schichten scharf nach Südwesten bis Westen um. Die Einfallrichtung der Schichtung pendelt am Grat von Pkt. 1.972 m nordwärts von SW bis auf NNW, wobei der Einfallswert stets steil ist. Vom großen Gratkopf (ca. 1.975 m, ÖK 88) zwischen Schreckenspitze und Sonntagsspitze nordwärts tritt öfters E-Fallen der Schichtung, somit inverse Lagerung, auf. Die in diesem Gratabschnitt häufig vorkommenden Kleinfalten weisen größtenteils WSW- bis SSE-streuende, zumeist steil einfallende Faltenachsen auf (z.B. FA, L 235/60; L 180/30; L 165/35; L 140/50).

Am Nordwestgrat der Sonntagsspitze kommen auch N-vergente Falten vor. Der dort gelegene Übergang zur Liegendscholle der Achental-Überschiebung (Schrambach Schichten) wird auf 1.780–1.800 m Höhe durch eine große NW-vergente und überkippte Falte in Barmsteinkalken (Brekzien) markiert (FA, L 250/80). Diese Falte zeigt auch eine jüngere Überprägung durch NNE–SSW-Einengung (FA, L 325/10).

Zusammenfassend betrachtet, liegt im Abschnitt Hoher Kasten–Sonntagsspitze das Umbiegen (Scharnier) der Hangendscholle der Achental-Überschiebung von aufrechter W-Fallen (oberer Kamm- und Gratabschnitt) auf inverses E-Fallen (nördlicher Gratabschnitt und mittlere Höhe des Westhanges) vor.

Achental-Überschiebung im Gebiet Unteraulal, Jochalm, Hochplatte

Die Hänge zwischen dem Graben, der von der Jochalm nach Südosten ins Unteraulal zieht und dem Graben nordöstlich der Hochstegenalm werden aus Ammergau Schichten und Barmsteinkalken aufgebaut. Infolge der tertiären NNE-Einengung erfolgte eine starke Zerschierung und Schieferung der Schichten in diese Richtung. Auch das generelle Schichteneinfallen nach SSW resultiert aus dieser Deformationsphase. In der 6. Kehre (1.220 m) und in der westlich anschließenden Grabenquerung (1.230 m) der Straße zur Gröbenalm zeigen NNE-vergente Falten in Barmsteinkalken (FA: L 150/10; L 290/05) diese Einengung an.

Die Aufschlüsse am Stichweg, der in der letzten Kehre der Straße zur Jochalm auf Höhe 1.380 m nach Westen abzweigt, zeigen Ausschnitte aus der Hangend- und Liegendscholle der Achental-Überschiebung und die Überschiebung selbst: Stark zertrümmerter Hauptdolomit geht rasch in inversen Plattenkalk (SS 140/20) über. Am Ende des Weges kommen Reste von braun-gelblich anwitternden Mergeln und schwarzen Schilltempestit-Kalken (Kösen-Formation), sowie darunter dickbankige hellbräunliche Kalke (Oberrhätalk) vor. Gleich unterhalb findet sich der tektonische Kontakt zu den Barmsteinkalken; das ist

die Achental-Überschiebung, die am Südhang schräg nach Westen ansteigt. Die Kössener Schichten und der Oberrhätalk kommen als lateral begrenzte Scherlinge vor, größtenteils bildet der Plattenkalk den Kontakt zur Liegendscholle. Dies könnte mit durchreißenden Teilüberschiebungen bzw. auch mit älteren Abschiebungen zusammenhängen. Die Barmsteinkalke der Liegendscholle sind sehr eng verfaultet, meist mit N-S streichenden, steilstehenden Achsen. Wie bereits oben erwähnt, sind Teile der Hangendscholle südöstlich des Hochplatte Gipfels, auf dem mechanisch inkompetenten Untergrund der Liegendscholle abgeglitten. Nordwestlich der Seewaldhütte (2 Heuhütten) ist die Hangendscholle nur mehr 70–80 m breit. Die Überschiebungsfläche ist verbogen und verfaultet, vermutlich auch sekundär gestört. Schollenreste von Oberrhätalken liegen isoliert auf Barmsteinkalken. Die dickbankigen bräunlichen Detrituskalke der Barmsteinkalke sind beim ersten Blick kaum von den Oberrhätalken zu unterscheiden. Am Aufschluss sind die Verkieselungen und der Wechsel mit dünnbankigen Radiolarienmikriten allerdings ein klares Unterscheidungskriterium. Die Hochplatte selbst besteht aus einer großen invers liegenden, nach Südosten geneigten Oberrhätalk-Scholle und am West- und Nordwestrand auch noch aus einem Streifen primär sedimentär auflagernder Jura-Rotkalke, die wie alle anderen Schichtglieder der Hangendscholle, invers liegen und daher den Oberrhätalk unterlagern. Mit Scherlingen aus Radiolarit (vermutlich ebenso von der Hangendscholle stammend und abgeschert) liegt diese Kalkplatte überall stark in WNW-Richtung zerscheren (SC-Flächen) Barmsteinkalken auf. Schöne Einblicke hierzu gibt es südlich und ostnordöstlich des Gipfels. Eine kleine Klippe aus Oberrhätalk, Rotkalken und Radiolarit liegt beeindruckend am Westgrat, dem Gipfel einige Meter vorgelagert. Der Oberrhätalk der Hochplatte ist gebankt und noch von einem Flecken Kössener Schichten (ebenfalls invers) überlagert; 100 m nordöstlich des Gipfels finden sich hiervon schwarze Mergel und Schilltempestite. Diese Kalkplatte taucht nach Osten auf ca. 1.700 m Höhe (Übergang der Verflachung zum Gipfelanstieg) unter Hauptdolomit ein, der ein Stück auf dem Oberrhätalk aufgeschoben ist, und endet in einem Schrägzuschnitt. Die Hangendscholle ist generell auf der Überschiebung schräg zugeschnitten. Die Einfallsrichtung der Schichten in der Liegend- und Hangendscholle streut zwischen NE bis SE. Am Nordostgrat der Hochplatte findet sich in der Liegendscholle eine Verdoppelung von Barmsteinkalken und Radiolarit.

Bründlalm, Jochalm, Feichtenalm, Plickenkopf

Der Rücken zwischen Seewaldhütte und Plickenkopf besteht aus stark zertrümmertem Hauptdolomit, der mittelsteil invers nach S bis SE einfällt. Im Meridian der Jochalm senkt sich die Achental-Überschiebung und mit ihr die Hangendscholle nach Osten auffallend tiefer herab. Im Süden kommt hierfür eine Abschiebung in Betracht, im Norden kann dies auch mit Verfaltung zusammenhängen. Entlang der Überschiebungsfläche tritt immer wieder in schmalen Spänen invers liegender Plattenkalk hervor. Er ist nur mit Mühe vom direkt darunter in der Liegendscholle auftretenden, dickbankigen Barmsteinkalk unterscheidbar. Anhand des ESE- und NW- bis W-Fallens der Ammergauer und Schrambach Schichten erkennt man klar die ältere NW-gerichtete Einengungsphase. Das beinahe Auskeilen der Schrambach Schichten der Liegendscholle

am Rücken westlich der Feichtenalm ist mit einer großen antiklinalen Struktur der aufrechten Schichtfolge (Ammergau- / Schrambach-Formation), als auch mit durchreißender Überschiebung der inversen Ammergauer Schichten auf Schrambach Schichten (nördlich tiefer liegende Zweigüberschiebung der Achental-Überschiebung) zu begründen. Diese Überschiebung war demnach in erster Linie während der NNE–SSW-Einengung aktiv. Sowohl die Ammergauer als auch die Schrambach Schichten der Liegendscholle sind im gesamten Einzugsbereich des hinteren Blaserbaches stark um plus / minus E-W-Achsen N-vergent verfaultet. Gute Aufschlüsse hierzu bieten der Bachlauf selbst und die Straße von der Falkenmoos- zur Feichtenalm. Die Achental-Überschiebung fällt östlich der Feichtenalm flach nach Osten ab. Die Liegendscholle wird aus einer schmalen Zone invers liegender Ammergauer Schichten begleitet, die im Bereich des Golfplatzes tektonisch auskeilen. Im Liegenden dieser Schuppe kommen am Ostabfall des Plickenkopfes zweimal Schrambach Schichten vor, die durch einen NW–SE-Streifen aus Ammergauer Schichten getrennt werden. Dies hängt mit Verfaltung oder mit sekundärer Verschuppung zusammen. Südwestlich von Achenkirch wird der Hauptdolomit in der Hangendscholle der Achental-Überschiebung von Barmsteinkalken der Liegendscholle an einer steil E-fallenden Störung selbst wieder überschoben. Dadurch reichen die weicheren jurassisch-kretazischen Schichten der Liegendscholle als breiter Keil weit nach Süden und begünstigten hier sicherlich die breite Talbildung.

Rether Kopf, Kafell

In der Ostflanke des Rether Kopfes (1.926 m) erkennt man eine sehr intensive Deformation der Ammergauer Schichten und Barmsteinkalke, die den Gipfelaufbau bilden. Genau genommen handelt es sich um eine Klippe der Hangendscholle der Achental-Überschiebung. Diese verläuft schräg nach NNW ansteigend, etwa 50 m unterhalb des Gipfels. Die Überschiebung führte zu einer extremen Zerschierung, teils der Liegend-, insbesondere jedoch der Hangendscholle. Dies äußert sich in der Ausbildung von SC-Gefügen im cm- bis m-Bereich. Die Scherflächen zeigen überwiegend eine Bewegung der Hangendscholle nach Norden bis Nordnordwesten an. Am Kafell wiederholt sich die strukturelle Situation des Rether Kopfes: der Gipfelbereich ist sehr stark zerschert mit SC-Strukturen in ähnlicher Orientierung wie am Rether Kopf. Der gesamte Kammabschnitt von hier bis zur Marbichler Spitze wurde bereits von SPIELER (Jb. Geol. B.-A., 137, 474–475, 1994) als Klippe der Achental-Überschiebung ausgeschieden.

Lämperer Alm, Juifen

Der kleine Almkessel nordwestlich der Lämperer Alm ist strukturell angelegt: Die beiden Rücken, der eine unmittelbar nordöstlich, der andere ca. 700 m nordwestlich der Alm, entsprechen in etwa zwei Antiklinalen, die Senke dazwischen stellt eine Synklinale dar. Es sind dies große offene Faltenstrukturen mit NE–SW-streichenden Faltenachsen, die im Zuge der eoalpinen NW-Einengung entstanden sind. Intern gibt es noch eine sekundäre Verfaltung im m-Bereich, weiters kleine Überschiebungen mit Bewegung der Hangendschollen in NNE-Richtung. Am Südostgrat des Juifen sieht man diese sekundären Falten mit NW-(eoalpin) und mit NE-streichender Achse (neoalpin) sehr

klar. Die eoalpinen Falten pausen sich morphologisch durch. Diese Faltenzüge lassen sich auch nach Südwesten in den obersten Kesselbach verfolgen. Die jüngere Faltenachsen-Richtung (WNW–ESE-streichend, mehrere FA, L 110/30) findet sich vermehrt in den Falten unterhalb des Juifen-Gipfels.

Quartäre Ablagerungen und Morphologie im Oberautal (ÖK 88 und ÖK 119)

Nordhänge Seekarspitze (größtenteils ÖK 119)

Am Nordabhang der Seekarspitze (2.053 m, ÖK 119) liegen zwei kleine Kare, in denen Moränenreste kleiner spätglazialer Gletscher vorkommen. Insbesondere im westlichen Kar, in dem die Seekaralm liegt, findet sich am Weg zur Seekaralm, in einer kleinen Grube auf ca. 1.440 m Höhe, ein für Grundmoräne typischer überkonsolidierter Diamikt mit gekritzten und polierten Plattenkalk-Geschieben. An den Rändern dieses Kares sind Seitenmoränenwälle erhalten, die vom neuen Fahrweg zur Pasillalm angeschnitten sind. Man erkennt darin das für Lokalmoränen dieses Ausmaßes aufgelockerte Gefüge mit großen, teils gekritzten, teils nur kantengerundeten Blöcken in kiesig-sandiger Matrix. Diese Moränen zeigen weiters ein Ende der Gletscher auf der Karschwelle an. Die steilen Abhänge zum Oberautal hin (Seebergwald) sind hingegen spärlich mit Resten von Grundmoräne bekleidet, sichtbar v.a. am Fußweg zur Seekaralm.

Der untere Abschnitt des Kogalmgrabens, der das östliche Kar entwässert, weist eine interessante quartäre Sedimentabfolge auf: Am Ausgang dieses Grabens, der in den Hauptdolomit eingeschnitten ist, sind orographisch rechts mehrere Terrassenreste von Schwemmkegeln in verschiedenen Niveaus sichtbar. Hierbei tritt an den Terrassenböschungen lokal auch Grundmoräne zutage. Diese Morphologie ist auf Eisrandsedimentation zurückzuführen. Höher oben, orographisch rechts auf ca. 1.000 m ist in einem großen Geländeanschnitt folgende Lockergesteinsfolge sichtbar: An der Basis finden sich schluffreiche Kiese mit vorwiegend kantengerundeten Klasten aus Hauptdolomit, nach oben besteht ein allmählicher Übergang in matrixreiche sandige Kiese und Blockkiese, jetzt mit häufigen, gut gerundeten Klasten; auffallend ist eine nach ESE fallende Schrägschichtung. Die polymikte Zusammensetzung der Klasten aus Radiolarit, Oberrhätalk und dunklen Korallenkalken der Kössen-Formation deutet auf eine Herkunft des Materials aus dem hinteren Oberautal hin. Über diesen Kiesen folgt eine bis 20 cm dicke Feinsand-Siltlage, die von schräggeschichteten, sandigen Kiesen mit lokalen Sandlinsen und mit zahlreichen gekritzten Klasten überlagert wird. In der Folge entwickelt sich daraus ein Diamikt, dessen Grobfraction aus großen, wahllos verteilten, gut gerundeten Blöcken und dessen Feinanteil aus Sand und Schluff besteht; das Gefüge ist matrixgestützt. Über dem Aufschluss finden sich verstreut m³ große Oberrhätkalke. Diese Sedimente sind als Gletschervorstoß-Sequenz zu interpretieren: Die Sande und Schluffe wurden in einem See abgelagert, in dem seitlich Hang- und Murschutt eingebracht wurde (schräggeschichtete Kiese eines Deltas). Die Gletschernähe kündigt sich durch Fremdmaterial (Radiolarite, Oberrhätkalke) und gekritzte Geschiebe an; das Überfahren durch den Gletscher ist im Diamikt im höchsten Teil der Abfolge dokumentiert. Das Fehlen einer kompakten, schluffreichen Grundmoräne und von Kristallin-

geschieben spricht für den Vorstoß eines Lokalgletschers aus dem Oberautal. Möglicherweise kam dieser Vorstoß während der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial aufgrund des Wegfalls der Blockade durch den Innegletscher zustande.

Am linksseitigen Ausgang des Kogalmgrabens, gegenüber den Schwemmfächerterrassen, besteht der dortige kleine Hügel aus ungeschichteten Kiesen, vorwiegend aus Hauptdolomitmaterial, und auflagernden geringmächtigen Resten von Grundmoräne. In einem tief eingeschnittenen Graben, etwa 300 m weiter westlich, sieht man an der Basis Moräne mit gekritzten und polymikten Geschieben, darüber mit 25–30° talwärts geschichtete, matrixreiche Kiese. Punktuell scheinen diese Kiese auch wieder von Grundmoräne überdeckt zu sein. Vermutlich handelt es sich hierbei um Ablagerungen im Rahmen einer Gletscherszillation.

Im Graben nordnordöstlich der Seekaralm stehen sandreiche Schotter mit vielen eckigen bis kantengerundeten Klasten des lokalen Untergrundes (Hauptdolomit), aber auch mit zahlreichen gerundeten und gekritzten Klasten von Stein- bis Blockgröße, bestehend aus Platten- und Oberrhätalk, an. Vereinzelt kommen Feinsandlagen vor, die Matrix ist lokal schluffig. Weiters weisen die Sedimente eine leichte Sortierung und erkennbares Einfallen mit dem Hang auf. Auf den Kämmen beidseits des Grabens wiederum findet sich eine Auflage von schluffreichem, kompaktem Diamikt, der als Grundmoräne anzusprechen ist. Fazial liegt hier eine Eisrandsituation (Kames-Terrassen) vor, auf die ein Gletschervorstoß folgt.

Im weiter westlich anschließenden Wasser führenden Graben, genau nördlich unterhalb der Seekaralm, ist der sukzessive Übergang von lokalem eckigem Hangschutt/Murschutt, (hangabwärts geschichtet) in Moräne, durch Zunahme des Schluffanteiles in der Matrix und durch Zunahme von gerundeten und gekritzten Komponenten, klar ersichtlich. In der Moräne selbst finden sich Abschnitte mit Schichtung und mit sandiger bis feinkiesiger Matrix. Die größten Komponenten liegen ganz oben und bestehen aus m³ großen Oberrhätalkblöcken, z.T. reinen Korallenkalken. Am Talausgang dieses Grabens und ca. 40 Hm darüber kommt ein harter, scherbzig brechender Diamikt (Grundmoräne) vor, der partiell auch geschichtet ist. Westlich des genannten Grabenausganges kommen wieder überwiegend sandige Kiese vor, die möglicherweise seitlich an diese Moräne angelagert wurden. Die rechtsseitige Flanke des Oberautales weiter taleinwärts kommen an Grabenmündungen weitere mächtige Sedimentkörper in Form terrasierter Murschutt- und Schwemmkegel vor, die einige Zehnermeter den Hang hinaufreichen, im Detail jedoch nicht untersucht wurden. Vermutlich liegen hier ebenso Eisrand- oder Vorstoßsedimente vor.

Südhänge Christlum

Die orographisch linke Talseite wird von den steilen Abhängen des Christlumkopfes beherrscht. Die Steilheit wird durch den quer zum Talverlauf streichenden und steil SW bis steil invers SE-fallenden Hauptdolomit und Plattenkalk zusätzlich unterstrichen. Der Geländeübergang zum mäßigen Ostabfall des Christlumkopfes zeigt bis oben hin eine deutliche glaziale Abrundung. In der Tat ist auch das zentrale Tälchen der Ostabdachung im Gebiet der Gföllalm mit Grundmoräne mächtig aufgefüllt. Auch beidseits des

Wasserfalles westlich von Pkt. 961 m am Taleingang sind an der Felsflanke Grundmoränenreste erhalten.

Etwas 150 m nordöstlich von Pkt. 961 m weist ein auf ca. 975 m Höhe am Felshang gelegenes, mit Schotter ausgekleidetes Tälchen auf eine einstige ?spätglaziale Abflussrinne des Oberaubaches hin.

Taleinwärts fällt am Ausgang des tiefen Grabens, der vom Christlumkopf parallel einer steilen Störung (Aufschiebung) nach Südosten zieht (ÖK 119), ein mächtiger, weit ins Tal vorstehender Lockergesteinsrücken ins Auge: Talwärts geschichtete, sandige Kies-, Steine- und Blocklagen aus Hauptdolomit und Plattendolomit sind das Baumaterial dieses Sedimentkörpers, der durch den Wildbach aus dem Graben aufgeschüttet und später von diesem wieder terrassenförmig zerschnitten wurde. Ebenso wurde durch das Pendeln des Oberaubaches der Hangfuß bis hoch hinauf anerodiert. Die Mächtigkeit dieses Schuttkörpers und die analoge Höhenlage zu den quartären Sedimenten auf der Südseite des Tales deuten auf eine Entstehung als Eisrandbildung im Würm-Spätglazial hin.

Kaserstattalm (ÖK 119)

Die Kaserstattalm liegt in einem fast quadratischen Kar, das von steilen Wänden aus Ammergauer Schichten und Barmsteinkalken eingerahmt ist. Talseitig weist das Kar einen gut ausgebildeten Seiten-Endmoränen-Bogen eines spätglazialen Gletscherstandes auf. Das Almgebäude liegt auf dem markanteren linksseitigen Moränenwall, der dazugehörige rechtsseitige ist 250 m nördlich der Alm, am Ende des Almweges zu finden. Das Kar und die Seitenmoränen sind durch kontinuierliche Lawinen- und Schneeschurfbarkeit morphologisch „geglättet“ worden. Auf der Verebnung nordöstlich der Alm gibt es weitere Moränenreste, überdies erkennt man hier Hangbewegungen an Abrissen, Zerrgräben und kleinen Gleitungen und Rutschungen; insbesondere die Kössener Schichten auf dem Nordost-Sporn sind stark in Felsschollen aufgelöst.

Der Gratrücken, der das Kaserstattkar von den Hangmulden der Bergalm weiter nördlich trennt, ist unterhalb von ca. 1.600 m deutlich abgeflacht. Dies lässt sich in dieser topographischen Position mit glazialer Erosion des Würm hochglazialen Gletschers erklären. Im nordseitigen Lee auf 1.560 m ist in Anrissen die dazugehörige kompakte Grundmoräne sichtbar. Daraus ergibt sich der bemerkenswerte Schluss, dass der Gletscher, aufgrund des Fehlens von größeren Lokalgletschern am wenig gegliederten Ostabfall des Kammes, noch nahe der Steiflanke von Süden nach Norden geflossen sein muss (siehe auch Hinweise zum Quartär am Südosthang der Hochplatte, unten). Dies bedeutet weiters, dass die Eisakkumulation im oberen Oberautal sehr groß war, verstärkt durch Eisübertritte von Süden über den Pasillsattel. Die Gletscherschliff-Obergrenze zeigt in der Umrahmung des Oberautales durchaus Höhen um 1.800 m bis 1.850 m, der Juchtenkopf im Südwesteck (ca. 1.820 m) und der Schoberberg (1.711 m) wurden vollständig überflossen. Auch der tiefste Punkt (ca. 1.910 m) im Grat zwischen Seeberg- und Seekarspitze zeigt mögliche Spuren von Eiseinwirkung. Im Nordrahmen des Tales dürfte der Christlumkopf vollständig unter Eis gelegen haben. Hierzu passen die Grundmoränenreste, die bis knapp unterhalb der Bergstation reichen.

Die Schuttakkumulation durch Schneeschurf und Lawinen erreicht hier Mächtigkeiten von mehreren Metern. Diese

Hangschuttsedimente liegen als Diamikte vor, mit eckigen bis kantengerundeten Klasten von Kies- bis Blockgröße, meist korngestützt und dicht zusammengepresst. Die Matrix ist aufgrund des hohen Mergelanteils der Ausgangsgesteine (Ammergauer Schichten) schluffig bis tonig. Vereinzelt finden sich in Anschnitten Scherflächen.

Bergalm

In den Geländemulden nordöstlich und nordwestlich der Bergalm finden sich Moränenwälle kleiner spätglazialer Gletscher. Ein älterer, mit Mühe sichtbarer Gletscherstand reicht an der Westseite der Bergalm bis kurz vor die Alm. Deutlicher zeichnet sich der innere Endmoränenwall als offenes V westlich der Alm ab. Zudem erkennt man das Ende einer Gletscherzunge im Tälchen, das die beiden Kare beidseits der Bergalm verbindet. In dieser nordöstlichen Mulde könnten girlandenartige Wallformen, aber auch Rutschmassen von Rotkalkblöcken auf den dort verbreiteten Kössener Schichten zugeordnet werden (in der Geologischen Karte 1:25.000 als Moränen eingezeichnet).

Nachträge zu den Quartärablagerungen im Einzugsgebiet des Unterau- und Blaserbaches

Das Unterautal weist, ähnlich dem Oberautal, eine fast 2 km lange Flachstrecke mit einem Höhenunterschied von ca. 70 m auf. Im Querschnitt paust sich der geologische Bau deutlich durch: nach einem engen Mündungsbereich, der im Hauptdolomit der „Achentaler Schubmasse“ (Hangendscholle) liegt, weitet sich das Tal westwärts mit dem Eintritt in die weicherer mergeligen Gesteine der Ammergau- und Schrambach-Formation der Liegendscholle. In diesem Kontext ist auch die große Verbreitung quartärer Ablagerungen innerhalb der Talweitung zu sehen.

Nordseite Oberautal

Auf der orographisch linken Talseite, etwa 500 m west-nordwestlich von Pkt. 945 m, springen mehrere kleine, bewaldete Rücken, von Gräben zerschnitten, am Fuß des steilen Hanges aus invers liegendem Hauptdolomit ins Tal vor: Im – von Osten nach Westen betrachtet – ersten Graben steht auf 1.000 bis 1.020 m Höhe eine mehrere Meter mächtige Abfolge aus normal gradierten, teils glimmerreichen, kompakten Grobsanden bis Schluffen an, wobei die Schluffe in Feinschichtung entwickelt sind (Bänderschluflfe). Diese Feinsedimente wurden auch schon von AMPFERER (Zeitschr. des Alpenvereins, 1–15, 1905) erwähnt. Nach oben schalten sich zunehmend Sand- und Kieslagen aus eckigem Lokalschutt des darüber liegenden Hauptdolomites ein. Am Rücken selbst beobachtet man große Blöcke aus Platten- oder Oberrhätalkalk.

Im Graben 250 m weiter westlich, sieht man auf Höhe 1.020–1.030 m die Verzahnung von gebänderten Silten und Schluffen mit kleinen Hangschuttschlingen sehr deutlich. Auch hier zeichnen sich die Rücken durch das Vorkommen großer Oberrhätalkblöcke aus; kleinere Blöcke zeigen Kratzung. Vereinzelt treten gerundete Kristallinklasten in Kiesgröße, z.B. Amphibolite auf.

Im Graben 200 m westlich, direkt unterhalb der Bründlalm, werden Ablagerungen aus lokalem Hang- und Murschutt, mit z.T. großen Hauptdolomitblöcken, von kompaktem Diamikt (Grundmoräne) überlagert.

Aus den beschriebenen Beobachtungen lässt sich der Schluss ziehen, dass das Unterautal im Zuge des hochglazialen Eisaufbaues im Achental blockiert und zu einem rand- bzw. proglazialen See aufgestaut wurde, in dem die Sande, Silt- und Bänderschlufluffe abgelagert wurden, die mit Hangschutt verzahnen. Die reiche Glimmerführung spricht für die Nähe des Inn-/Achentalgletschers. Letztlich drang der Gletscher in das Tal ein und lagerte auf den lakustrinen Sedimenten die Grundmoräne ab. Die am Christlumkopf und an der Hochplatte hoch hinauf reichenden Grundmoränen (siehe unten) und die Süd-Nord-weisenden Striemen der Gletscherbewegung weisen auf eine über 600 m mächtige hochglaziale Eisbedeckung des Unterautales hin.

Im nächst größeren Graben, knapp 500 m weiter westlich (kommt von der Jochalm herunter), gibt es orographisch rechts auf 1.030 m Höhe einen Aufschluss mit graublauen Schluffen, darüber Schottern und Diamikt mit teils gerundeten Klasten aus Ammergauer Schichten. Diese Sedimente sind der Rest eines Murenkegels aus dem Graben. Die Schlufluffe könnten mit den oben beschriebenen verglichen werden, könnten aber auch einer jüngeren Seebildungsphase während des spätglazialen Eiszerfalls angehören. Die Aufschlusssituation lässt keine eindeutige Aussage zu. Im kleinen Graben, nördlich über Pkt. 1.018 m, sind auf 1.040 m Höhe sandig-siltig-schluffige, kompakte Diamikte mit gekritzten und polierten Geschieben aufgeschlossen. Sie wurden als Grundmoräne interpretiert. Etwa auf 1.050 m Höhe folgen darüber sandige Kiese mit Sandlinsen, die auf ca. 1.070 m mit einer leicht nach Osten geneigten Verebnung abschließen. Eine weitere schmale Verebnung mündet von Norden aus dem Jochalmgraben auf diese Verebnung ein. Es sind dies Terrassenreste, die wegen ihrer Höhenlage eindeutig einer spätglazialen Eisrandterrasse zuordenbar sind.

In den Aufschlüssen entlang der Gröbner Alm Straße von Pkt. 1.018 aufwärts bildet Grundmoräne häufig die Basis der lakustrinen und fluvioglazialen Sedimente: In der 2. Kehre (ca. 1.050 m) folgt über kompakter, schluffreicher Grundmoräne ein schluffiger Diamikt mit einzelnen Geschieben (Dropstones) und schließlich ein bis 2 m mächtiger graublauer Schluff. Diesem Schluffniveau entspricht ein weiteres, 200 m südwestlich auf der Südseite des Unteraubaches gelegenes Schluffvorkommen (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 148, 277–281, 2008). In der 4. Kehre (ca. 1.075 m) sieht man Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, unmittelbar östlich am hier abzweigenden Stichweg kommen sandige Schotter vor, die eindeutig auf Grundmoräne liegen und genetisch mit der oben genannten Eisrandterrasse zusammenhängen. Weitere Schotteraufschlüsse über Grundmoräne säumen die Straße von 1.080 bis 1.100 m aufwärts. Auf etwa 1.135 m Höhe steht in einem kleinen Graben typische Grundmoräne an, die neben gut gerundeten auch viele kanten- bis angerundete Klasten führt. Der folgende Wegabschnitt bis 1.180 m Höhe ist gekennzeichnet durch teils kompakte, sand- und kiesreiche Ablagerungen, die bei tieferem Schürfen zusehends schluffiger werden. Sie wurden als verwitterte bzw. als Ausschmelzmoränen interpretiert. Vor und nach der 5. Kehre treten vermehrt sandige Kiese bis Blockkiese mit cm-dicken Sandlagen (Höhe 1.210 m) auf.

Südflanke Hochplatte

Beidseits des tief eingeschnittenen Grabens, der von der Hochplatte nach Südsüdosten zur Hochstegenalm verläuft, ist mächtige Grundmoräne des Würm-Hochglazials verbreitet. Der Wanderweg von der Kleinzemmalm zur Seiwaldhütte quert dieses große Moränenvorkommen an der höchsten Stelle (bei ca. 1.620 m) und zeigt auf, dass die Moräne von Westen her im Lee des Rückens in diesen tiefen Graben regelrecht hineingepflastert wurde. In kleinen Anrissen erstaunen die große Mächtigkeit und die Kompaktheit des Diamiktes mit zahlreichen gut gerundeten und gekritzten Geschieben; das Material besteht fast nur aus Ammergauer Schichten und Barmsteinkalken. Auf der Südseite der Hochplatte, hoch über den genannten Moränen, gibt es großflächig Bergzerreibungen und daran anschließend eine große Gleitmasse aus Oberrhätalkschollen auf Barmsteinkalken. Der Gleithorizont ist gleichzusetzen mit der Achental-Überschiebung.

Südseite des Unterautales von der Mündung bis zu Pkt. 1.018 m

Die geschlossene Quartärbedeckung reicht auf dieser Südseite des Unterautales etwa 100 bis 150 m über den Talboden hinauf. In den unteren Grabenanschnitten beobachtet man – analog zur nördlichen Talseite – eine Verzahnung von Bänderschlufluffen mit Hang- und Murschutt-sedimenten. In ersteren treten Dropstones auf, in Letzteren umgelagerte gekritzte Geschiebe. Auf den Rücken der Gräben liegen Diamikte, (Grundmoräne), die sowohl die Seesedimente als auch die Hang- und Murschuttsedimente überlagern. In den Gräben südlich von Pkt. 1.018 m beobachtet man in den unteren Zehnermetern Moräne mit gekritzten Geschieben (v.a. Hierlatz- und Barmsteinkalk) in kiesig-sandig-schluffiger, kompakter Matrix. Teilweise sind auch geschichtete Kies- und Sandlinsen aus eckigem Lokalmaterial (Hauptdolomit, Schrambach Schichten) eingelagert. Über den Moränen folgen Diamikte mit umgelagertem Moränenschutt und lakustrine Sedimente aus bis 5 dm dicken Sand-, Feinsand- und Siltlagen in mehreren gradierten Schüttungen (dreimal) und mit eingelagerten großen gekritzten Dropstones. Darauf liegt Hang- und Murschutt. An den Grabenausgängen reihen sich einige Schwemmfächer aneinander, die z.T. auch wieder terrasiert sind. Im Grunde genommen handelt es sich hier um dieselbe Vorstoßsequenz wie auf der Nordseite des Tales, wobei die lakustrinen Sedimente auf der Südseite stärker von lokalem Sedimentinput beeinflusst sind.

Hochstegenalm

Am alten Weg von Pkt. 1.018 m zur Hochstegenalm kommen fast durchwegs Aufschlüsse in Grundmoräne vor. Auch westlich über der Alm und höher oben an der Straße zur Gröbner Alm ist immer wieder Grundmoräne aufgeschlossen.

Im Zwickel zwischen dem Unterau- und Moosenalmbach lassen sich ausgedehnte Moränenablagerungen ausscheiden, nur teilweise handelt es sich um Grundmoräne. Am Ende des Stichweges von der Hochstegenalm nach Südosten erkennt man eine Wallform. Sie könnte sich mit dem markanten Moränenwall nordöstlich der Moosenalm (die Almstraße biegt hier scharf nach SSW um) verbinden lassen, der einer rechtsseitigen Seitenmoräne eines spätglazialen Gletscherstandes im schattigen Moosenalmbach zuzuordnen ist. Die Steilstufe zwischen 1.260 und 1.340 m

Höhe in Barmsteinkalken weist zudem deutliche Spuren glazialer Überformung auf.

Moosenalm

Von der Jagdhütte (ca. 1.310 m) bis zur Moosenalm wurde das flache kupperte Gelände als Moräne angesprochen. Einschränkend ist zu sagen, dass diese Moräne z.T. von Lawinenschutt bedeckt ist sowie an der Oberfläche verrutscht ist. Etwa von 1.400 m aufwärts besteht ein allmählicher Übergang zu den Schuttstromartigen Massenbewegungen, die in den Kössener Schichten westlich des Christlumpkopfes ihren Ausgang haben. Am Hang unterhalb der Almstraße findet sich eine stark verschüttete Hangleiste aus Lockergestein, mäßig nach Norden abfallend, die als rechtsseitiger Moränenwall interpretiert wurde. An den Steilhängen der Sonntagsspitze, nördlich gegenüber der Moosenalm, wurden vom Bachbett bis 1.520 m Höhe hinaufreichende Moränenrücken kartiert. Die Moräne ist in kleinen Anrissen freigelegt. Am Ostgrat der Sonntagsspitze zeigt sich zwischen 1.600 und 1.700 m eine auffallende, Schutt bedeckte Verflachung; auf 1.750 m Höhe ist dieser Schutt lokal zementiert. Die Verflachung und Abrundung geht vermutlich auf glaziale Überprägung zurück (Schliffkehle des Würm hochglazialen Gletschers).

Falkenmoosalm–Blaserbach

Nordöstlich und nordwestlich der Falkenmoosalm kommen größere zusammenhängende Grundmoränenareale vor, die z.T. durch neue Forstwege frisch angeschnitten sind. Die Moräne westlich der Alm ist lokal einige Meter mächtig und durch Aufarbeitung des lokalen Untergrundes aus Schrambach Schichten typisch grau-grünlich und sehr schluffig geprägt. Auch die zahlreichen, teils großen gekritzten Geschiebe sind insbesondere an der Basis, entsprechend der Bankung des Ausgangsgesteins, plattig und länglich. Diese Moräne wurde vom hochglazialen Gletscher im Lee des NNE-Grates der Hochplatte in einem Tälchen abgelagert, das in den weichen Schrambach Schichten angelegt war. Aus den Moränen und auch aus den Schrambach Schichten haben sich Rutschungen und Schuttströme herausentwickelt.

Der Rücken Hochplatte–Plickenkopf zeigt Glazialspuren in Süd–Nord-Richtung (vgl. auch die Laserscan-Bilder des Landes Tirol). Weitere Belege für diese Eisfließrichtung erhält man aus den mächtigen Moränenablagerungen im Lee des Seewald-Rückens, die den Blaserbach entlang seiner gesamten Südseite begleiten. Die Moräne nördlich unterhalb der Seewaldhütte wird von lokalen, mehrere Meter mächtigen Murschuttablagerungen (Sedimente der Vorstoßsequenz) unterlagert.

Der Hauptdolomit am Plickenkopf selbst ist jedoch durch weitgehendes Fehlen glazialer Überprägung und Ablagerungen gekennzeichnet. Morphologisch markieren N–S streichende, teils tiefe Quertälchen und Abtreppungen nach Osten eine spät-(?) bis postglaziale Bergzerreißung, die durch die seichte Unterlagerung der mechanisch inkompetenten und Wasser stauenden Ammergauer Schichten begünstigt wurde.

Strukturgeologie und Quartärgeologie im Gebiet Brettersbergalm und Hühnersbachtal (ÖK 88 und ÖK 87)

Die Streich- und Fallwerte des Hauptdolomits und Plattenkalks zeigen auf der gesamten Hochfläche der Bretters-

bergalm eine lebhafte Verfaltung im Zehnermeter-Bereich. Die Faltenstrukturen wurden meist auch morphologisch herauspräpariert: Synklinale bilden Täler, Antiklinale Rücken. Die zumeist in den Synklinale erhaltenen Moränenreste und tonigen Verwitterungsrückstände des verkarsteten Plattenkalkes, aber auch wannenartige Karstformen selbst (die wiederum in den Synklinale stärker entwickelt sind) begünstigten die Bildung von einigen, meist Niedermooren, z.B. neben der Jagdhütte südlich des Halskopfs.

Die basalen Kalkbänke des Plattenkalks heben sich im Gelände morphologisch hervor und eignen sich beim Kartieren als ausgezeichnete strukturelle Marker: Verfolgt man diese Kalkbänke im Steilabbruch des Brettersberg-Plateaus zum Pitzbach, zeigt sich auf Höhe des Hochlegers ein S-Fallen und auf Höhe 1.200 m ein Umbiegen auf N-Fallen. Das Scharnier fällt leicht nach E. Etwa 200 m weiter südlich wechselt in einem weiteren Scharnier die Schichtung auf steil invers S-fallend. An der Rotwandalmstraße ist dieses Umbiegen auch sichtbar. An der Ostseite des Pitzkopfs ergibt sich eine spiegelbildliche Situation. Diese große Synklinale mit einem flachen, aufrechten Nordschenkel und einem steilen inversen Südschenkel und Resten von Kössener Schichten im Kern wird durch eine steile Aufschiebung des Hauptdolomits auf den Plattenkalk im inversen Südschenkel nochmals überprägt, wobei diese Aufschiebung eindeutig aus einer N-vergenten Falte hervorgeht. Die Hangendscholle entspricht mehr oder weniger dem aufrechten Südschenkel der an die Synklinale südwärts anschließenden Antiklinale. Südwestlich unterhalb des Pitzkopfs, am Nordrand eines tiefen Grabens, ist ein Rest von S-fallendem Plattenkalk aufgeschlossen, der an einer steil SSE-fallenden Störung von kataklastisch deformiertem Hauptdolomit überschoben wird. Diese Überschiebung wird am Südwesthang des Pitzkopfs durch eine Antiklinale kompensiert. Die Fortsetzung dieser Aufschiebungsstruktur nach Westen könnte in der großen Überschiebung zwischen Pitz- und Hühnersbach zu suchen sein. Am Forstweg Halslalm–Pitzbachtal, westlich unterhalb des Pitzkopfs, gibt es im Hauptdolomit mehrere kleinere Aufschiebungen mit Bewegung der Hangendscholle nach N bzw. NNE, die durch Platzprobleme während der Bildung der großen Faltenstrukturen entstanden. Am Fußweg Pitzbach–Rotwandalm quert man auf 1.340 m Höhe eine Isoklinalfalte mit Kössener Schichten im Kern und WNW–ESE streichender Faltenachse. Am Ostabhang des Pitzkopfs gibt es auch Zweigüberschiebungen, die sich mit jenen am Westabhang verbinden lassen.

Der mächtige Rücken des Hühnerbergs, der das Hühnersbachtal nach Nordwesten begrenzt, besteht im nordöstlichen Abschnitt aus mäßig steil W- bis SW-fallendem Hauptdolomit. Um die Kirchmairalm streuen die Werte infolge offener Verfaltung. NNW–SSE-streichende Seitenverschiebungen (z.B. S 85/65) zersägen den Rücken und sind für Grateinschnitte und Zerrgräben verantwortlich, die zu steilen initialen Felsgleitungen in Richtung Klamm führten. Die genannten Störungen streichen quer über das Hühnersbachtal und treten unterhalb des Zotenjochs und im Pitzbachtal mit tiefen Gräben hervor. Am Hühnerberg sind zwischen 1.100 und 1.140 m in einer Wandstufe N-vergente Faltenstrukturen mit E–W-streichenden Achsen ausgebildet (FA, L 100/05). Die Streich- und Fallwerte von der Kirchmair-Hochalm über Pkt. 1.623 m bis in die kleine Scharte südlich davon (ca. 1.590 m, bereits auf ÖK 87 Walchensee) zeigen Falten mit Amplituden im

Zehnermeter-Bereich an. Folgt man dem Grat weiter bis zum Beginn des Steilaufschwungs (auf ca. 1.650 m, ÖK 87) beobachtet man ein mittelsteiles Fallen des Hauptdolomits nach NW, W und SW. Dies hängt mit einem großräumigen Abtauchen einer Faltenstruktur nach Westen zusammen, die ursprünglich durch die NW-gerichtete eoalpine Einengung entstanden ist. Im Talschluss des Hühnersbachtals (ÖK 87) ist die Großfalte durch steile Aufschiebungen im Faltenkern gekennzeichnet. Weiters ist eine Überprägung dieser Falte durch jüngere NNE-Einengung erkennbar. Diese Faltung ist in den Nordabstürzen des Dürrnbergjochs klar ausgebildet: es liegt, von unten nach oben, eine Synklinal- und eine Antiklinalstruktur vor, deren gemeinsamer Schenkel vertikal steht bzw. leicht nach N überkippt ist. Das Dürrnbergjoch (1.835 m) bildet den Scharnierbereich der Antiklinale und baut sich aus Plattenkalk auf. Parallel zum Scharnier der Antiklinale haben sich im Gratbereich große Zerrspalten und -gräben geöffnet. Am Grat vom Dürrnbergjoch nach Südosten bis in die Einschartung zum Demeljoch dreht das Streichen des Plattenkalles sukzessive von NNW auf ESE. Durch die Scharte verläuft eine steile NNW-SSE streichende Störung. Im Kar nördlich darunter kommen Reste von Moränenwällen eines kleinen spätglazialen Kargletschers vor.

Im hinteren Hühnersbachtal (Grenzbereich ÖK 88/87) beobachtet man ein mittelsteiles SE- bis S-Fallen des Hauptdolomits. Hier fließt der Hühnersbach teilweise in tiefen Klammern. Auf Höhe 980 m sind im Bach in dünnbankigen Dolomiten offene Falten mit Amplituden bis 10 m angelegt. Die Scharniere streichen bevorzugt WNW-ESE (Südschenkel: SS 210/40; Nordschenkel: SS 20/40), gehen also auf NNE-SSW-Einengung zurück.

Unmittelbar westlich über diesem Aufschluss fällt ein markanter Quartärücken auf, der im unteren Teil aus matrixreichen Schottern und einer mehrere dm-dicken Schlufflage besteht, darüber aus kompaktem, schluffreichem Diamikt, in dem zahlreiche gekritzte Geschiebe enthalten sind (Grundmoräne aus Lokalschutt). In einem Graben an der Westseite, 350 m weiter nordöstlich, tritt eine ähnliche Abfolge auf, wobei die Schluffe Feinschichtung zeigen (Bänderschlufluffe) und am Kontakt zu den Schottern wellig geschichtet (Strömungsrippeln) sind, jedoch keine Überlagerung durch Moräne zeigen. Diese Abfolge ist in zwei Richtungen interpretierbar: Einerseits als Vorstoßsequenz des LGM (eher wahrscheinlich) oder als Sedimentation in einer Eisrand-Eiszerfallsphase mit Schmelzwasserseebildung und späterem Vorstoß eines Lokalgletschers.

Nach einer weiteren Klammstrecke und einem Wasserfall weitet sich auf 1.080 m das Tal zum Talschluss (ÖK 87), in welchem mehrere tiefe und steile Gräben zusammenkommen. Auf der Westseite des Hühnersbachs fällt der bituminöse Hauptdolomit sehr steil nach Süden (SS 190/80) ein, auf der Ostseite quert eine markante, zunächst steil SE- (S 150/60), dann S-fallende Störung, nach Osten ansteigend, die Nordabstürze des Demel- und Zotenjochs bis ins Pitzbachtal. Diese Störung ist Teil eines Aufschiebungssystems, das die gesamte Nordflanke vom Roskopf im Osten bis zum Dürrnbergjoch im Westen prägt (vgl. GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 149, 523–528, 2009). Die Aufschiebungen lassen sich anhand der Striemung, von Riedelscherflächen und von Faltenstrukturen ermitteln. Hier im Talschluss verzweigen sich mehrere Aufschiebungen: Die Schichten in der Liegend- und in der Hangendscholle sind verfaultet und teilweise überkippt und generell

steil nach S bis SE einfallend. Diese Rampenaufschiebungen und das Drehen des Einfallens von E auf W hängen mit dem Westende alter eoalpiner Aufschiebungen mit Bewegung der Hangendscholle nach NW zusammen. Im Zuge der jüngeren, tertiären N-S-Einengung wurden diese Aufschiebungen steilgestellt und wieder bewegt.

Im vorderen, tief eingeschnittenen Hühnersbachtal (ÖK 88) ist die orographisch linke Talseite durch auffallend viele NW-SE-streichende Tälichen, Gräben und Geländestufen gekennzeichnet, die Seitenverschiebungen abbilden (siehe oben). Zwei dieser Störungen sieht man nordöstlich von Pkt. 1.330 m (Kirchmair Niederalp). Der Hauptdolomit fällt hier konstant nach NW bzw. SW ein (SS 250/20; 300/20; 320/15). Etwa 200 m nördlich der Mündung des Pitzbaches ist der Hauptdolomit auffallend dünnbankig, bituminös und mit dünnen schwarzen Mergellagen ausgebildet. Diese dünnen Bänke sind um WNW-Achsen NNE-vergert im Meter- bis Zehnermeter-Maßstab verfaultet und bilden das Bachbett.

Im Schluchtabschnitt des vorderen Hühnersbachtals, ca. 200 m nördlich der Pitzbachmündung, sind auf der Westseite mächtige Deltasedimente mit einer Verzahnung von Bänderschlufluffen und matrixreichen Schottern angerissen. Die Schluffe sind bis 2 m mächtig, die Schotter fallen mit 15° nach NNE ein. Die Komponenten (Kies bis Blöcke) setzen sich vorwiegend aus Lokalmaterial, untergeordnet aus Kristallin zusammen, sind meist kantengerundet, aber auch gerundet (v.a. die Kristallingeröle), z.T. gekritzelt. Die Sedimente zeigen einen oben-grob-Trend, sie werden schließlich von Hauptdolomit-Hangschutt überdeckt. Nach Norden zu sind morphologisch weitere Lockergesteinskörper vorhanden. An der tiefsten und engsten Stelle der Hühnersbach-Klamm, etwa 600 m südlich der Mündung in die Seeache, springt ein Felssporn nach Osten vor, der vom Haupthang durch eine kleine Einschartung abgetrennt ist. Diese hat sich in Bachschottern (frische Anrisse) herausgebildet, die vermutlich bis zum Bachniveau hinunterreichen. Das heißt, ein älterer, mit Bachschottern verfüllter Klammabschnitt wurde im Zuge der spät- bis postglazialen erosiven Eintiefung nicht mehr ausgeräumt und damit ostseitig in einer engen Felsklamm umgangen.

Ergänzungen und Richtigstellungen zum Quartär im mittleren Hühnersbachtal (Begehung mit J. Reitner)

Der große Aufschluss orographisch links des Hühnersbaches, westlich gegenüber der Mündung des Pitzbaches, der schon im Aufnahmebericht von 2006 beschrieben wurde, wird hiermit lithostratigraphisch und genetisch neu beschrieben: Die Abfolge beginnt unten mit geschichteten, klastengestützten Diamikten. Die Klasten sind stark angular, wenige sind gerundet, sehr schlecht sortiert, teils geschichtet, teils gradiert; das Größtkorn weist Durchmesser von 40 cm auf. Einzelne Diamiktlagen (Ereignisse) werden durch dünne, Horizont beständige Schlufflagen getrennt. Nach oben führen die Diamikte mehr Klasten der Steine-Fraktion, die besser gerundet sind. In der Schichtfolge aufwärts folgen 2 Lagen von Bänderschlufluffen, die teilweise 2 m mächtig sind. Dazwischen stehen Mudflows an, die große eckige Dolomitklasten und wenige gerundete, jetzt aber auch gekritzte Karbonatgeschiebe führen. Darüber setzen massive Diamikte mit reichlich gekritzten Geschieben, jetzt auch mit Kristallinklasten, z.B. einem großem Gneisblock, ein; dazwischen gibt es auch klas-

tengestützte, sehr kompakte Diamikte aus schlecht sortiertem, eckigem bis angerundetem Lokalmaterial. Über diesen folgen wiederum sehr kompakte Diamikte mit gekritzten Geschieben und eckigem Bruch. Getrennt durch eine Erosionsdiskordanz liegen darauf schräg geschichtete Sand- und Kieslagen aus kurz transportiertem Lokalmaterial; teils sind sie klasten-, teils matrixgestützt und gradiert; diese Sedimente sind als Hangschuttsedimente (talus scree) anzusprechen.

Interpretation der Gesamtabfolge: Es handelt sich hier um Sedimente, die im Zuge des Eisaufbaues im Letzten Glazialen Maximum (LGM) entstanden sind. Zunächst zeigt sich im unteren Drittel eine proglaziale Schotterserie eines lokalen Gletschervorstoßes aus dem Hühnersbach- und Pitzbachtal. Dieser Vorstoß wird von einem lakustrinen Milieu abgelöst, das durch lokale Hindernisse (Murenkegel, Felssturz) im vorderen Talbereich oder viel eher durch das Anwachsen des Hauptgletscherstromes am Talausgang (Isar- und/oder Achentaler Gletscher) bedingt sein kann. Die Wiederholung von Seeablagerungen im Wechsel mit fluviatilen Schüttungen bzw. mit lakustrinen Mudflows zeigt das sukzessive Ansteigen des Seespiegelniveaus an. Schließlich überfährt der Haupttalgletscher von außen oder von der Seite den Talkessel des Hühnersbaches (ca. auf 50 m über dem heutigen Bachniveau gelegen), repräsentiert durch die Diamikte mit den gekritzten Geschieben. Im Zuge des frühen spätglazialen Eiszerfalls wurden zuletzt mit scharfer Diskordanz die Kiese aus eckigem Lokalmaterial auf die Diamikte geschüttet.

Strukturgeologie und Quartärgeologie an der West- und Südwestseite des Unnutzmassivs

Lithologie der Raibler Schichten und Eckpunkte zum tektonischen Bau zwischen Achenkirch und Köglalm (ÖK 88 und ÖK 119).

Die Raibler Schichten sind in der Hangendscholle der Achental-Überschiebung („Achentaler Schubmasse“) an den Nord- und Westhängen des Guffert- und Unnutzmassivs als mehr oder weniger breiter Streifen durchgehend zu verfolgen. Insbesondere an den Westabhängen des Unnutzmassivs sind diese in den Abschnitten der größten Verkürzung überkippt liegend und tektonisch in ihrer Mächtigkeit reduziert (vgl. SAUSGRUBER, Jb. Geol. B.-A., 137, 469–474, 1994). Nordöstlich des Guffert und südwestlich des Vorderunnutz ist die Abfolge fast vollständig entwickelt und bezüglich früherer Kartierungen auf Kosten des Hauptdolomits wesentlich weiter verbreitet. Das Kriterium dafür ist das Vorkommen dunkler dünnplattiger Dolomitlaminiten mit Tonzwischenlagen, die noch zu den Raibler Schichten zu zählen sind. Die Grenze zum Hauptdolomit wurde demnach mit dem Aussetzen der Tonsteinlagen und mit dem Beginn lang anhaltender, gleichmäßig dm-gebänkter, grauer Dolomite festgelegt. Dadurch reduziert sich die Mächtigkeit des inversen Hauptdolomits in der Hangendscholle erheblich gegenüber bisherigen Kartierungen; aufgrund des Zuschnittes auf der Achental-Überschiebung keilt der Hauptdolomit bereits 1 km nördlich des Achensees aus. Die plötzliche, scheinbare Mächtigkeitzunahme der Raibler Schichten auf Höhe des Unterautales nach Süden hängt mit Verfaltung zusammen. Von hier nach Norden wurden die Raibler Schichten aufgrund der starken tektonischen Zerschering lithologisch nicht mehr weiter unterteilt. Gute Einblicke in eine fast ungestörte Folge der Raibler Schichten gewinnt man am Südwestab-

hang des Unnutzmassivs in den zwischen Hoch- und Vorderunnutz zusammenlaufenden Gräben, a) am Weg vom Hochbehälter zur Quelfassung der Trinkwasserversorgung Achenkirchs, orographisch rechts des NE–SW-Grabens, b) im von Südosten in diesen einmündenden Graben und c) an der Köglalmstraße:

a) Die Raibler Schichten beginnen unterhalb des Wasserfalles auf dem steil invers E-fallenden, gut gebankten und am Top leicht vererzten Wettersteinkalk mit einem tief zurückwitternden, etwa 30 m breiten Abschnitt aus dunkelbraunen, glimmerreichen Ton- und Sandsteinen. Darüber hebt sich eine bis 5 m dicke Kalkrippe, bestehend aus Onkolithen, hervor. Es folgen wechselnd mehrere Meter dunkle Dolomite, Kalke mit Schilllagen (Tempestite) und dm-dünne Tonsteinlagen. Eine zweite markante Kalkrippe in einer Dicke von 10 m setzt sich aus parallel- und schräggeschichteten Grainstones zusammen. Darüber treten meist dünnplattige laminierte Dolomite auf, vereinzelt unterbrochen von dünnen bunten Tonsteinzwischenlagen, die einige Zehnermeter mächtig sind und früher zum Hauptdolomit geschlagen wurden.

b) Die oben beschriebene Schichtfolge lässt sich weiter nach Süden, bis zur Blattgrenze plus / minus ungestört verfolgen. Der basale Ton- und Sandsteinhorizont und die beiden Kalkhorizonte dienen als Leithorizonte zum Verständnis des tektonischen Baues, der von Falten geprägt ist: Südlich des Wasserfalles wechselt das Schichteinfallen des Wettersteinkalks im Streichen erstmals von steil invers E-fallend auf steil aufrecht W- bis WNW-fallend. Dies gilt auch für die aufliegenden unteren Raibler Horizonte. Die stratigraphisch höheren Abschnitte, die topographisch tiefer liegen, sind schon überkippt.

c) Das Umbiegen von aufrechter in überkippte Lagerung sieht man am Rücken südlich des Geschiebe-Auffangbeckens, wo die Topographie weiter nach Westen vorspringt: Östlich über Pkt. 935 m lässt sich anhand des 2. Kalkhorizontes sehr klar das Scharnier einer überkippten Faltenstruktur mit inversem SW-Schenkel und aufrechtem E- bis NE-Schenkel auskartieren. Das umlaufende Streichen ist nördlich des Forsthauses an der 3. Kehre der Köglalmstraße (ca. auf 1.100 m Höhe) direkt aufgeschlossen. Einen instruktiven Aufschluss des überkippten NW-Schenkels dieser Falte bietet der Felskopf (ca. 1.060 m hoch) im tiefen Graben etwa 500 m östlich von Pkt. 935 m. Man sieht deutlich das Umbiegen von steil invers auf flach invers SE-fallend. Dies deutet auf eine Verfaltung der Achsenebene hin. Gleichzeitig zeigen die stark streuenden Schichtwerte in der weiteren Umgebung auch eine Einengung in N–S-Richtung an. Daraus resultiert ein Abtauchen der Faltenachse dieser überkippten Antiklinale nach SW; im Bereich des Hotels Scholastika (bereits ÖK 119 Schwaz) taucht die Faltenachse in den See hinein. Entlang der Achensee Bundesstraße stehen sehr dünnbankige laminierte Dolomite an; auf Höhe des Gasthauses Fischerwirt ist im inversen NW-Schenkel auch ein 0,5 m dicker Tonsteinhorizont sichtbar. Bereits auf ÖK 119 Schwaz, ca. 500 m südlich des Hotels Scholastika, sind direkt an der Bundesstraße auf einer steil WSW-fallenden Schichtfläche beeindruckende Oszillationsrippeln aufgeschlossen.

Verfolgt man nördlich der Köglalmstraße von etwa 1.200 m Höhe aufwärts den Grenzbereich Wettersteinkalk / Raibler Schichten, sieht man, dass dieser durch Störungen (Abschiebungen ?) immer wieder um Zehnermeter versetzt

ist. Der Wettersteinkalk weist bei 1.200 m ein scharfes Umbiegen des Streichens von N-S auf NW-SE in Richtung Köglalm auf. Auch das Einfallen ändert sich von sehr steil W- auf mäßig steil SW-fallend. Vielleicht geht die dort NE-SW streichende steile Störung mit 200 m weitem Vorspringen der Raibler Tonsteine nach NE auf diese Faltenbildung zurück (Zerschierung des Scharniers). Dieses Scharnier ist gegenüber dem in den Raibler Schichten einige 100 m südöstlich gelegen. Vermutlich wurde es entlang einer Scherzone in den basalen Tonsteinen der Raibler Schichten, die hier reduziert sind, nach Südosten versetzt. Im Klaustalgraben, westlich unterhalb der Köglalm (ÖK 119), finden sich am Zusammentreffen mehrerer Kleingraben Tonsteine, die zur Bildung von Rutschungen und Erdströmen geführt haben. Etwas unterhalb auf 1.240 m Höhe, orographisch rechts, kommen dünnbankige Dolomite und Dolomimbrekzien vor; letztere könnten an syndimentären Abschiebungen entstanden sein (mündl. Mitt. R. BRANDNER). Die Köglalm selbst liegt auf zuckerkörnigem Wettersteindolomit/-kalk. Die Raibler Schichten reichen im Klaustal- und Einfanggraben (ÖK 119) noch weit nach Süden bis zum ehemaligen Achenseehof.

Quartäre Ablagerungen im Gebiet der Zöhreralm und des Ampelsbaches

Im Bereich des ehemaligen Skigebietes östlich über Achenkirch, zwischen Zöhreralm im Norden und der Jausenstation Adlerhorst im Süden, sind Murschuttablagerungen weit verbreitet. Sie bestehen fast ausschließlich aus Wettersteinkalkschutt des darüber aufragenden Unnutzmassivs. Die Mächtigkeiten des Schuttes sind beträchtlich und erreichen lokal einige Zehnermeter. Aufgrund der tief eingeschnittenen Murgangrinnen erkennt man in den basalen Abschnitten zementierte Bänke (z.B. im Graben nördlich der Jst. Adlerhorst), wobei die Verkittung durch verhärteten schluffigen Kalkschlamm in den Zwickeln der überwiegend klastengestützten, grob geschichteten Block- bis Kiesablagerungen erfolgte. Diese Murschuttsedimente (Murschuttbrekzien) reichen bis zum Wandansatz der Raibler Schichten und des Wettersteinkalkes hoch und überdecken teils großflächig auch die dem Wettersteinkalk westlich vorgelagerten Raibler Schichten, den Hauptdolomit, sowie die Schrambach- und Ammergauer Schichten. Die Brekzien wurden aus Maßstabsgründen nur in der geologischen Karte 1:25.000 eingezeichnet. Von oben sind diese Murschuttsedimente teils meterhoch von Blockschutt aus Wettersteinkalk überdeckt. Nach unten gehen durch Umlagerung daraus jüngere Schwemmfächersedimente hervor, die mit teils 15 m hohen Ersionsböschungen (ehemalige Prallhänge der jetzt trockengelegten Seeache) über dem Talboden des Achentales enden. Orographisch links der Seeache, am Süd- und Westrand des Hügels mit dem Annakirchl (aus Barmsteinkalk) finden sich Lockergesteinsterrassen mit Niveauunterschieden von 5–6 m zur heutigen Aue. Mit Unterbrechungen erstreckt sich ein schmaler Terrassensaum am westlichen Talrand leicht ansteigend fast 1 km weit nach Süden. Es handelt sich um eine ältere Talaufschüttung (Holozän? Würm-Spätglazial?), die vom Unterautal ihren Ausgang nahm und möglicherweise durch ein Hindernis wie ein großes Murenereignis von der Ostseite (Unnutz) initiiert wurde.

Inselhaft finden sich schmale Rücken, die aus Diamikten bestehen: beispielsweise ist am Stichweg westsüdwest-

lich unterhalb der ehemaligen Lift-Bergstation ein Diamikt aus Lokalmaterial mit großen, u.a. gekritzten Blöcken in kiesig-sandig-schluffiger Matrix angeschnitten, der als Moräne klassifiziert wurde. Ein ausgedehntes Grundmoränenvorkommen befindet sich nördlich der Zöhreralm im Tälchen, das zum Ampelsbach entwässert. Kristalline Geschiebe fehlen hier weitgehend. Im Überschiebungsbereich Hauptdolomit auf Schrambach-Formation nordnordöstlich der Alm treten bis 20 m mächtige Diamikte mit angularen bis kantengerundeten Klasten aus Wettersteinkalk (Blockwerk bis Kiese), teils matrix- (kiesig, sandig), teils klastengestützt und leicht talwärts geschichtet auf; sie liegen direkt auf dem Festgesteinsuntergrund. Einige Klasten bestehen auch aus Hangschuttbrekzie. Diese Diamikte werden als Ablagerungen von Lawinen und Muren interpretiert. Da die Sedimente im unteren Teil sowie in einem Graben weiter nördlich auch terrassiert und hier besser geschichtet sind, wurden sie als spätglaziale Eisrandsedimente angesprochen. Im Gebiet der Mairalm und des Pulverer Mahds tritt Grundmoräne wieder großflächig auf. Sie reicht bis nahe 1.200 m hinauf. In einigen frischen Anrissen sieht man, dass auffallend viele Klasten (auch größere Blöcke) aus Wettersteinkalk bestehen, dessen Feinfraktion auch für die Weißfärbung der sandig-schluffigen Matrix verantwortlich ist. Am Kontakt zu den Schrambach- und Ammergauer Schichten ist die Moräne auch grünlich gefärbt. In der Verflachung südlich des Ampelsbaches zwischen seiner Mündung in die Seeache und dem Knick beim Köglköpfl, gibt es über der Felsstufe interessante Quartäraufschlüsse und -formen: Bachschotter mit sandig-kiesiger Matrix, wechselnd klasten- und matrixgestützt mit meist gut gerundeten Karbonatgeröllen reichen vom Niveau des Ampelsbaches bei 910 m bis gegen 980 m hoch, wobei durchgehende Mächtigkeiten bis 50 m vorkommen. Im Bereich des Bachknickes südwestlich und südlich des Köglköpfls sind 30 m über dem Bach schmale Schotterterrassen entwickelt, die genetisch zu den oben erwähnten Schottern zu zählen sind. Zusammen mit der buckeligen Landschaft und ihren kleinen Vertiefungen, die diese Quartärablagerungen z.T. an ihrer Oberfläche zeigen, ist von einer frühen spätglazialen Genese in einem Eiszerfalls- bis Eisrandmilieu auszugehen.

Quartäre Ablagerungen am Fuße des Vorderunnutz

Die Gräben an den westlichen Einhängen zwischen Köglalm und Hinterunnutz sammeln sich trichterförmig ca. 1 km nordnordöstlich des Achensees, an dessen Ausgang ein mächtiger Schwemmfächer ins Achental vorgebaut ist. Während Blockschutt aus Wettersteinkalk den Wandfuß säumt, sind an den Grabenflanken unterhalb von 1.100 m ausgedehnte glazigene und fluviatile Sedimente erhalten. Orographisch rechts des Grabens, der vom Hochunnutz herabkommt, sind auf den Raibler Schichten mächtige Bachschuttablagerungen (teilweise über 50 m mächtig) in drei unterschiedlichen, talwärts geneigten Terrassenniveaus entwickelt. Die höchste Terrasse grenzt seitlich am Weg zur Wasserfassung (siehe oben unter „Raibler Schichten“) an kompakte, scherbige Schluffe, teils mit Dropstones. Darüber liegen verstreut große Blöcke aus Wettersteinkalk. In der geologischen Karte 1:25.000 wurden diese Diamikte zu den Würm-hochglazialen Moränen gezählt. Die Bachterrassen gehen auf randliche Umlagerungsvorgänge in Folge des hochglazialen Eiszerfalls zurück und sind somit als Eisrandsedimente zu deuten. Auch

südlich des Zusammentreffens der Gräben gibt es Moränenreste in Form von kompakter Grundmoräne und mit großen Kristallingeschieben. Ein schmaler Schotterstreifen, 25 m über dem Bachniveau, wird ebenfalls mit Eisrandse-

dimentation in Verbindung gebracht. Ein neues großes Geschiebe-Auffangbecken soll die darunter am Schwemmfächer liegende Siedlung vor Vermurungen schützen.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel–Wieskogel–Rodler–Lärchkogel–Illmitzkogel–Bergfeld–Pötschberg–Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort

MICHAEL MOSER

Quartär

Die häufigste quartäre Ablagerung ist **Hangschutt**. Dieser wurde nach Möglichkeit nur dort ausgeschieden, wo die Hangschuttdecke so mächtig wird, dass der anstehende Gesteinsuntergrund nicht mehr sichtbar ist. Eine gewisse Ausnahme ist jedoch im Dachsteinkalk (Pötschberg) und im Hauptdolomit anzutreffen. Bei der aus Dachsteinkalk aufgebauten Süd- und Ostflanke des Pötschberges wird die Hangschuttdecke oft dünn und geringmächtig, sodass auf wenige Meter auch der anstehende Fels hervorkommt. Nachdem dies aus Maßstabsgründen in der Karte nur schwer darstellbar ist, wurde die Hangschutt-signatur auch dort beibehalten, wo Hangschutt schon allein aufgrund der Morphologie vorwiegend auftritt. Anstehender Dachsteinkalk hingegen wurde nur dort ausgeschieden, wo dieser deutlich als Felsstufe hervortritt.

Im Hauptdolomit stellt sich das Problem der Unterscheidung zwischen anstehendem Fels und Verwitterungsschutt. Hier wurde in der Regel nicht differenziert, da in Dolomitgebieten der Verwitterungsschutt oft direkt neben (sub)anstehenden Felspartien auftritt.

Pleistozäne Ablagerungen konnten am Moosbachsattel bis fast 1.000 m SH angetroffen werden. Es handelt sich dabei um polymikt zusammengesetzte **Moränensedimente** mit z.T. gut gerundeten Komponenten und, selten, mit gekritzten Geschieben. Aufgrund der Lage muss ein riss-eiszeitliches Alter der Moränen angenommen werden.

Weit verbreitet sind die riss-eiszeitlichen Moränensedimente im Bereich Moosbach-Bergfeld, wo diese vom Tal bis knapp 880 m SH emporreichen.

Gut verfestigte Moränensedimente konnten auch am Hangfuß östlich Greith angetroffen werden. Auch hier fällt deren polymikte Zusammensetzung auf, die Komponenten sind gerundet bis kantig, die Matrix ist teilweise sandig, die Dolomitkomponenten sind durchaus verwittert.

In der Umgebung der Nutzalm konnten vereinzelte Blöcke gut verfestigter Riss-Moräne angetroffen werden, weswegen das Almgelände als Riss-Moräne ausgeschieden wur-

de. Ähnliches gilt von Geröllen auf den Almen beim ehem. Wh. Nutz.

Ein weit ausgedehntes Moränenareal wird bereits bei KOLMER (Dipl. Arb. Univ. Wien, 1993) im Gebiet um das Gehöft Gregorbauer ausgewiesen. Das sehr schlecht sortierte und polymikt zusammengesetzte Moränenmaterial konnte von mir jedoch auch auf der anderen Seite der Oischingtalung bis in etwa 850 m SH, hier zu fester Nagelfluh verkittet, angetroffen werden.

Ein weiteres kleines Vorkommen riss-eiszeitlicher Moräne konnte auf dem flachen Rücken an der orographisch rechten Seite des Oischinggrabens zwischen 900 und 1.000 m SH angetroffen werden (etwa 1,4 km NW' Oisching). Das Moränenmaterial ist teilweise gut verfestigt und setzt sich in erster Linie aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk der näheren Umgebung zusammen.

Oberjura–Unterkreide

Im Bereich des unteren Oischinggrabens treten, vor allem an den Seitenbächen aufgeschlossen, verschiedene Mergel und Kalke auf, die von RISAVY (Jb. Geol. B.-A., 137/4, 1993) als Oberalmer Schichten angesprochen worden sind. Im Vergleich zu den „echten“ Oberalmer Schichten, wie ich sie aus dem Salzburger Raum kenne (z.B. bei Oberalm im Tennengauer Salzachtal), fallen mir jedoch folgende Unterschiede auf: a) der hohe Ton/Mergelgehalt, b) die meist etwas dunklere Färbung c) das stellenweise Fehlen von Hornsteinknollen. Im Idealfall sind die Oberalmer Schichten im Bereich des Oischinggrabens dünn-dm-gebant, ebenflächig, meist von braungrauer-dunkelgrauer Farbe, mit dünnen Hornsteinlagen ausgebildet und sehr mergelig. Aufgrund der häufig mergeligen Einlagerungen würde ich insgesamt von **mergelig-kieseligen Oberalmer Schichten** sprechen.

Eine Nannoflora, die ich einer Mergellage in den Oberalmer Schichten im Oischinggraben in 880 m SH entnommen habe, enthielt folgende Formen (det. ST. CORIC, Wien):

Cyclagelosphaera margerelii NOËL, 1965

Cyclagelosphaera tubulata (GRÜN & ZWEILI, 1980) COOPER, 1987 (Bathonium–Tithonium)

Retecapsa cf. incompta

Thoracosphaera sp.

Watznaueria barnesae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968

Watznaueria britannica (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1964

Watznaueria fossacincta (BLACK, 1971) BOWN in BOWN & COOPER, 1989

Watznaueria manivittae BUKRY, 1973

Nach der Kartierung von SCHIEL (Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürrradmer–Greith auf Blatt 102 Aflenz Kurort, Archiv Geol. B.-A., 1993) treten im oberen Badstubengraben neokome **Schrambachschichten** auf. Dies würde ich bestätigen, jedoch fällt mir ein fallweise hoher Kiesel- und Kalkgehalt der Mergel auf, sodass ich diese eher zu einem Hangendabschnitt der **Oberalmer Schichten** (?Berriasium-Valanginium) stellen würde. Es handelt sich dabei um braungraue-dunkelgraue, feinkörnige, teilweise mergelige, harte Sand- bis Siltsteine, dunkelgraue, feinsandige Mergel bis Kalkmergel, die in Rollstücken und Lesesteinen vor allem im Badstubengraben auftreten. Am Rodler können auch dunkelgraue Mergelkalke und Mergel beobachtet werden.

Im Bereich des Wieskogels tritt eine mächtige „**Malmbrekzie**“ auf, die bereits von SCHIEL (Dipl. Arb. Univ. Wien, 1995: 57) eingehend beschrieben worden ist. Daher möchte ich an dieser Stelle nur zur stratigraphischen Position dieser Brekzie Stellung beziehen: da SCHIEL (1995) die Brekzie über den Ruhpoldinger Radiolarit und damit in den „Malm“ stellt, wäre ein Vergleich mit der mit ähnlicher Komponentenzusammensetzung ebenso in diesem Niveau auftretenden **Oberseebrekzie** (siehe GAWLICK et al., Journ. Alp. Geol., 50, 2009: 73) naheliegend.

Das Auftreten von jurassischen Rotkalken und laminierten Dachsteinkalken innerhalb der „Malmbrekzie“ kann als Einschaltung von Großkomponenten interpretiert werden.

Ein kleines Vorkommen von „Malmbrekzie“ konnte auch am Südhang des Pötschberges angetroffen werden, und zwar an jener Stelle der Forststraße, an der dies von RISAVY (1993) angegeben wird. Ich konnte die Brekzie von dieser Stelle an der Forststraße noch etwa bis 1.220 m SH hangaufwärts weiterverfolgen, ehedem sie unter Hangschutt verschwindet.

Unter- und Mitteljura

Sowohl am Wieskogel, als auch am Rodler treten schmale Züge von knolligen Jura-Rotkalken auf. Aufgrund der intensiven Tektonik sind diese Rotkalkzüge oft unterbrochen und lassen sich lateral nicht lange weiterverfolgen. In der Mikrofazies dieser Kalke treten häufig Filamente auf, die zusammen mit einzelnen Protoglobigerinen als Hinweis auf ein mitteljurassisches Alter der Rotkalke gewertet werden können (**Klauskalk**).

Ebenso treten filamentreiche Rotkalke am Südhang des Pötschberges auf.

Am Wieskogel tritt an mehreren Stellen **Hierlatzkalk** auf: ein rot oder auch grau gefärbter Crinoidenspatkalk, der das Auftreten von „Lias“ in der Göller-Decke belegen könnte.

Rhätium

Auf der geologischen Karte von SPENGLER (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Bl. 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, 1926) werden im Bereich Wieskogel–Rodler weit verbreitet **Kössener Schichten** ausgedehnt. Das wird umso mehr verständlich, als dass tatsächlich Rollstücke rhätischer Lumachellenkalke beobachtet

werden können, die aber bei weitem nicht so großflächig vertreten sind, wie auf der Karte von SPENGLER angegeben. Auch können die jurassischen Brekzien den Rhätkalken sehr ähnlich werden, wenn diese matrixreich sind. Im Dünnschliff können feinkörnige wacke-packstones mit Molluskenschalen und Echinodermen beobachtet werden.

An der Südflanke des Pötschberges können an der Forststraße auf 1.090 m SH dunkelgraue Kalkmergel und Mergelkalke, die zwischen zwei Dachsteinkalk-Rippen eingespießt sind, angetroffen werden. Diese wurden von mir zu den Kössener Schichten gestellt, obwohl die dafür charakteristischen Lumachellenkalke nur sehr selten sind (einzelne Rollstücke).

Norium

Im Bereich Fuchsriegel – Kniebichl (und westlich davon) ist die Göller-Decke durch intensive Schuppentektonik gekennzeichnet. Es liegen hier mehrere schmale Späne aus **lagunärem Dachsteinkalk** vor, die durch mächtige Werfener Schiefer voneinander getrennt werden. Der lagunäre Dachsteinkalk ist dabei so intensiv zerschert worden, dass er völlig fossilfrei und rekristallisiert vorliegt. Lediglich der grobblockige Zerfall, die helle Gesteinsfarbe und das gelegentliche Auftreten von Algenlaminiten sind als für den Dachsteinkalk typische Elemente noch erkennbar. Am Gipfel des Fuchsriegel konnte feinkörniger Dachsteinkalk (wackestone bzw. Biomikrit) angetroffen werden.

Ebenso aus lagunärem (gebanktem) Dachsteinkalk bestehen die Südseite und Ostseite des Pötschberges. Hier ist der Dachsteinkalk stets lichtgrau gefärbt, nur undeutlich gebankt-massig und sehr fossilarm. Hin und wieder konnte ich einzelne Korallen (Thecosmilien) finden. Dolomitische Lagen sind typisch für diesen Dachsteinkalk. Leider finden sich nur sehr selten Algenlaminite, sodass das strukturelle Einfallen des Dachsteinkalkes lediglich aus dem Verschnitt mit der Topographie abgeschätzt werden kann. Demnach dürfte der Dachsteinkalk des Pötschberges flach-mittelsteil nach Südosten einfallen.

Ebenso aus lagunärem, gebankten Dachsteinkalk aufgebaut ist der Sagkogel (K. 1.036 bei Oisching). Dieser tritt an einer etwa ONO–WSW – streichenden Störung in tektonischem Kontakt zu darunter einfallenden Oberalmer Schichten. Solche tektonisch eingespießte Schollen aus Dachsteinkalk sind auch nördlich vom Sagkogel zu beobachten.

Bemerkenswert erscheint mir eine kleine Kalkrippe aus mikritischem Dachsteinkalk, die 800 m NO' Greith in Reingrabener Schiefer eingeschuppt ist. Im Dünnschliff ist ein feinkörniger wackestone (Biomikrit) mit Kleingastropoden, Bivalven und involutiniden Foraminiferen erkennbar.

Diese Einschuppung von Dachsteinkalken in die Werfener Schichten und Reingrabener Schichten der Mürzalpen-Decke würde ich gerne als mithochgeschürfte Splitter der unterlagernden Göller-Decke deuten wollen.

Zwischen Jausenstein im Norden und Pötschberg im Süden tritt großflächig **Hauptdolomit** zu Tage. Dieser ist stets grau-lichtgrau gefärbt, meist deutlich gebankt und zeigt die für den Hauptdolomit typischen Algenlaminite. Letztere sind wichtig für die Abschätzung des strukturellen Einfallens des Hauptdolomites. Dieses dürfte hier zumeist zwischen östlichem und südlichem Einfallen variieren, was gut mit den Strukturdaten des nördlich anschließenden

Blattes ÖK72 Mariazell übereinstimmt. Dass der Hauptdolomit flachwellig verfaltet ist, beweist auch gegenläufiges Einfallen nach Norden.

Anzumerken wäre noch, dass der Hauptdolomit in der Ostflanke des Bergkammes Pötschberg-Jausenstein selten aber doch kalkige Lagen führen kann, die dem Dachsteinkalk sehr ähnlich schauen. Trotzdem würde ich die kalkigen Lagen zum Hauptdolomit subsummieren, da diese sehr geringmächtig sind.

Karnium

Karnische **Reingrabener Schichten** treten in größerer Mächtigkeit östlich Greith in den Gräben bis zum Hals auf. Es handelt sich dabei meistens um dunkelgraue bis schwarze Tonsteine, feinkörnige, karbonatfreie, braune Silt- und Sandsteine, seltener um schwarze Kalkbänkchen.

Weiters konnten die schwarzen Tonsteine in Resten im stratigraphisch Hangenden des schwarzen Dolomites (Tremmlgraben-Formation) des Illmitzkogels angetroffen werden.

Unterhalb der Nutzalm ummanteln die schwarzen Tonsteine des Karnium den mittelgrauen, ebenso karnischen Zebrazement-Kalk. Von dort setzen sich diese in den Gräben W' Gregorbauer fort.

Schließlich treten die Ton- und Sandsteine in Lesesteinen südlich Oisching, wo sie an einer etwa N-S streichenden Störung an den Wettersteindolomit stoßen, auf.

Eine Besonderheit des Karn stellen mittelgraue, feinspätige „**Zebrazement-Kalke**“ dar. Diese bilden einen südlich der Nutzalm gelegenen, NO-SW streichenden Gesteinszug. Erstmals werden diese Kalke bei RISAUVY (1993) erwähnt und beschrieben. Dieser hat sie mit Hilfe von Conodonten in einer pelagischen Einschaltung in das Karnium eingestuft. Untermauert wird diese Einstufung auch durch die daran angrenzenden karnischen Sand- und Tonsteine.

Mikrofaziell handelt es sich bei den karnischen „Zebrazement-Kalken“ um feinkörnige wackestones mit feinen Bivalvenschälchen von Halobien. Mit dieser Mikrofazies stehen diese einem karnischen Hallstätter Kalk durchaus nahe.

Ladinium

Sowohl am Lärchkogel, als auch in der Westflanke des Draxlergrabens sowie auf den Hügeln unmittelbar NW' Greith tritt heller **Diploporenkalk (Wettersteinkalk)** und, seltener, Riffkalk auf. Eine gut erhaltene Dasycladaceenflora (det. OLGA PIROS, Budapest) belegt das ladinische Alter dieses Wettersteinkalkes:

Diplopora annulata annulata (SCHAFFHÄUTL, 1853)

Diplopora comelicana FOIS 1979

Gyroporella ladinica BYSTRICKÝ 1962

Griphoporella curvata curvata (GÜMBEL) PIA 1920

Teutloporella peniculiformis OTT 1963

Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA 1912

Mikrofaziell handelt es sich bei den Diploporenkalken meistens um grain- bis rudstones (Biopelsparite) mit Grünalgen, Bivalven, Gastropoden, Echinodermen und Foraminiferen. Gelegentlich können auch Rindenkörner, Onkoide und Intraklasten beobachtet werden. Diesbezüglich

ist eine Ähnlichkeit zu den Diploporenkalken an der Nordseite des Hochtürnach zu beobachten, wonach der Wettersteinkalk des Lärchkogels mit den umgebenden Wettersteindolomiten zur Mürzalpen-Decke zu stellen wäre.

Allerdings ist der Wettersteinkalk des Lärchkogel nicht rein lagunär entwickelt, hin und wieder finden sich auch „Großoolithe“ und Riffbildner wie Kalkschwämme und Korallen.

An den beiden Talflanken des Draxlergrabens und in der hinteren Ramsau tritt **Wettersteindolomit** zutage. Es ist ein meist hellgrau-weißlicher, sehr kleinstückig zerfallender, eher massig wirkender Dolomit. An einer Stelle an der Badstubengraben-Froststraße (Kehre, 980 m SH) tritt dunkler Wettersteindolomit mit *Teutloporella herculea* auf. Dieser fällt, wie auch an anderen Stellen, flach-mittelsteil nach SE unter die Kalke und Dolomite der Tremmlgraben-Formation ein (Algenlaminite).

In der Nordwest- und Ostflanke des Lärchkogels hingegen ist der Wettersteindolomit grau, kieselig, zuweilen etwas kalkig und sieht einem Obertrias-Dolomit sehr ähnlich (bei SPENGLER, 1926: Hauptdolomit).

Interessant ist die Entwicklung des Wettersteindolomites östlich Bergfeld. Neben dem typischen hellen Wettersteindolomit tritt hier auch ein grauer, oftmals brekziöser, tw. auch feinschichtiger Dolomit zutage, der einen Übergang in den schwarzen Dolomit der Tremmlgraben-Formation erkennen lässt. Damit ist schon allein durch einen rein lithologischen Vergleich der schwarze Dolomit der Tremmlgraben-Formation ins Ladin zu stellen.

Als **Tremmlgraben-Formation nov. nom.** wurden dunkelgraue-schwarze, gelegentlich hornsteinführende und feinschichtige, ebenflächige, tw. auch brekziöse Bankkalke, die verschiedene Horizonte des lagunären Wettersteinkalkes vertreten können, auskartiert (vgl. dazu BRYDA et al., Arbeitstagungsband 2009 Leoben, Geol. B.-A., 2009: 38). Sie treten als schmaler Span am Hangfuß des Rodler (N' Ramsau) und am NE-Hang des Lärchkogels auf. Auf letzterem sind diese nur schlecht aufgeschlossen und treten nur selten unter dem meist mächtigen Verwitterungsschutt hervor. Ein weiteres größeres Vorkommen von Tremmlgraben-Formation kann am Illmitzkogel (K. 1.002) angetroffen werden. Hier bildet diese einen annähernd NO-SW streichenden Zug, der mit dem Kuhkogel auf der anderen Seite der Salza in Verbindung steht (vgl. BRYDA, in: MANDL et al., Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg, 1996). Auch die Kalkrippen zwischen Moosbach und Nutzalm sowie die bescheidenen Aufschlüsse im Moosbach selbst dürften der Tremmlgraben-Formation zuzuordnen sein.

Mikrofaziell ist die Tremmlgraben-Formation durch eine Wechsellagerung feinkörniger, fossilarmer Kalklutite (und -siltite) mit körnigen grainstones (tw. mit gradiertes Schichtung), packstones und rudstones (intraklastenreiche Brekzien aus Beckensedimenten und Plattformsedimenten) charakterisiert. In diese eingeschaltet sind mehrere Meter mächtige Bänke aus hellem Wettersteinkalk mit Flachwasserorganismen (Grünalgen, Schwämme, Korallen). Charakteristisch für die Beckensedimente der Tremmlgraben-Formation sind Ruschfalten (so z.B. in der Ramsau, an der Salzatalbundesstraße, am Nordrand der Zeller Staritzen) und Gleitbrekzien (Hochtürnach, Almumdumkogel etc.).

Ebenso sind **schwarze**, leicht kieselige, dünnbankige und feinschichtige **Dolomite** der Tremmlgraben-Formation zuzurechnen. Diese Dolomite treten in kleineren Vorkommen oberhalb der Ramsau und als größeres Vorkommen an der Nordflanke des Illmitzkogels (K. 1.002) bis knapp westlich Ghf. Greifensteiner auf. Dort gehen sie allmählich in den Wettersteindolomit östlich Bergfeld über und haben somit schon rein lithologisch iadinisches Alter.

Anisium

Jene dunkelgraue Kalkrippe, die 500 m NO' Hals völlig in Werfener Schichten steckt, würde ich dem Anis zuordnen. Zusammen mit den Werfener Schichten markiert diese eine deutlich ausgeprägte Schuppenbahn innerhalb der Mürzalpen-Decke. Neben dem dunklen Kalk treten auch Rauhacken auf.

Untertrias

Werfener Schichten treten an zahlreichen Störungen, vor allem an Schuppen- und Deckengrenzen, zutage. Sie kennzeichnen markant den Schuppenbau innerhalb der Mürzalpen- und Gölle-Decke.

Westlich Fuchsriegel treten massenhaft Werfener Schichten in Form von grünlichgrauen, glimmerführenden grobkörnigen Quarzsandsteinen und grünen Tonschiefern auf.

Weiters treten die grünen Tonschiefer und Quarzite der Werfener Schichten an einer Schuppengrenze innerhalb der Mürzalpen-Decke, die über den Hals (zwischen Illmitzkogel und Lärchkogel) verläuft, auf. Besonders gut sind dort die Werfener Schichten in den flachen Gräben NO' Hals aufgeschlossen. Diese Schuppengrenze setzt sich in den Gräben nördlich Bergfeld fort, um bei Oisching vorerst zu enden.

Tektonik

Sieht man das Auftreten von Diploporenkalken, Tremmlgraben-Formation und mächtigen Raibler Schichten (mit den Echinodermenspatkalken) als typische Elemente der Mürzalpen-Decke an, müsste man den Lärchkogel und Teile des Rodlers zur **Mürzalpen-Decke** stellen. Damit würde die Deckengrenze, vom Sattel zwischen Spannkogel und Gratmauer kommend, über den Kniebichl und Rodler zum Moosbachsattel laufen. Von dort lässt sich die Deckengrenze bis zur Nutzalm (mit Hallstätter Kalk!) weiterverfolgen. Fast überall wird der „neue“ Verlauf der Deckengrenze von eingeschuppten Werfener Schichten und Haselgebirge markiert (auch im ehem. Tunnel „Kniebichl“).

Nach GAWLICK (Diagenese- und Metamorphosebedingungen in den Nördlichen Kalkalpen aus der Sicht von Co-

nodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. – In: TSK 9 Symposium, Erlangen, 2002) sind neuerdings die nördlichsten Teile der Mürzalpen-Decke (Nordhälfte Gesäuse-Berge, Buchberg auf ÖK101, Almumdumkogel und Gratmauer auf ÖK102) aufgrund der niedrigeren CAI-Werte von Conodonten in den (flachen) Beckensedimenten der tieferen, tirolischen Einheiten vom Hauptkörper der Mürzalpen-Decke abzutrennen und dem Tirolikum (als sog. „Gesäuse-Decke“) zuzurechnen. Demgegenüber muss ich allerdings einräumen, dass es auch gute (z.T. fazielle) Gründe für die Zusammengehörigkeit der Mittel- und Obertrias-Schichtfolge von Hochtürnach/Zeller Stairitzen–Almundumkogel–Gratmauer–Hansbauerkogel gibt (ungeachtet interner Verstellungen aufgrund von Kompetenzunterschieden), dazumal die Deckengrenze zwischen Mürzalpen-Decke und Gölle-Decke aufgrund der neueren Kartierungen (Bereich Kniebichl–Rodler–Lärchkogel) deutlich nach Norden verschoben werden muss und die Obertrias zumindest von der Gratmauer innerhalb der Mürzalpen-Decke zu liegen kommt. Natürlich ist es nicht auszuschließen, dass stirnnahe Teile der Mürzalpen-Decke (z.B. im Nahbereich zur SEMP) eine eigenständige tektonische Entwicklung durchgemacht haben und dass evtl. gebietsweise Elemente erhalten sind, die noch einen ursprünglichen Zusammenhang zwischen Juvavikum und Tirolikum erkennen lassen. Das Auftreten von z.B. „Göstlinger Schichten“ östlich Lurgmüer (ÖK101) und an der Nordseite des Halltales (Gölle-Decke, ÖK73) könnte solch ein vermittelndes Element darstellen (mündl. Mitt. LEOPOLD KRYSSTYN).

Innerhalb der Gölle- und Mürzalpen-Decke ist ein markanter Schuppenbau zu beobachten. Dabei stellt z.B. der Lärchkogel, ähnlich wie der Almumdumkogel, eine mitteltriadische Stirnschuppe der Mürzalpen-Decke dar, die sich unter den mächtigen quartären Sedimenten des Moosbach-Grabens ein Stück nach Osten fortsetzen dürfte.

Bemerkenswert ist auch der Schuppenbau innerhalb der Gölle-Decke. Wie schon erwähnt, wird die Gölle-Decke im Bereich des Fuchsriegel in mehrere Dachsteinkalk-Schuppen zerlegt. Einen ebensolchen Schuppenbau zeigt die Gölle-Decke nördlich Oisching (Sagkogel-Schuppe).

Ein markantes Element stellt ein NNW–SSO streichender Bruch, der den Pötschberg durchsetzt, dar. An diesem Bruch wird nicht nur der Dachsteinkalk deutlich versetzt, sondern es tritt interessanterweise auch die Malmbrekzie (siehe oben) genau an dieser Bruchlinie auf. Damit wäre ein altes, schon jurassisches Alter des Bruches denkbar.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen in den Lechtaler Alpen auf Blatt 114 Holzgau

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Teilgebiet 1: Gebiet Scheibe, südlich von Holzgau

Das Arbeitsgebiet liegt innerhalb der Lechtal-Decke und umfasst eine Fläche von 0,17 km². Es befindet sich an der orographisch rechten Seite des Lechtals, an den nach Norden bis Nordwesten einfallenden, felsdurchsetzten Steilhängen südlich von Holzgau. Die Kartierungsarbeiten wurden im Juli 2012 durchgeführt. Die primäre Fragestellung betraf die fazielle Ausbildung und die Verbreitung der Raibler Schichten. Da letztere über das Kerngebiet hinausging, wurde die Kartierung in Richtung Westen ausgedehnt. Daneben konnte eine Verbreitung der Raibler Schichten nach Osten bis zum Sulztal festgestellt werden.

STRATIGRAPHIE

Die stratigraphische Abfolge des kleinen Kartierungsgebietes umfasst die Raibler Schichten und den Hauptdolomit der Trias sowie die jurassische Allgäu-Formation.

Hauptdolomit

Es handelt sich in der Hauptsache um dm- bis m-gebankte Dolomite. Wiederholt treten 0,5 bis 2 m mächtige Einschaltungen von beige-braun anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen dünngebankten (cm-Bereich) Dolomiten auf. Diese sind als bevorzugte tektonische Bewegungshorizonte stärker deformiert als das umgebende Gestein.

Raibler Schichten

Diese durchziehen das Kartierungsgebiet als 100 bis 200 m breiter Streifen innerhalb des Hauptdolomits in E–W Richtung. Vermutlich handelt es sich dabei um eine enge Antiklinalstruktur mit Raibler Schichten im Kern. Sie lassen sich von einem Graben nördlich der Grießtaler Spitze (2.622 m) nach Osten über die Scheibe (knapp nördlich davon) bis zur Tunnelkette und auch östlich des Sulztalweges verfolgen. Das Verbreitungsgebiet nach Osten und Westen ist somit wesentlich größer als auf der GEOFAST-Karte, Blatt 114 Holzgau, ausgehalten.

Die Abfolge besteht aus einem Wechsel von m-gebankten Rauwacken bis kariösen Dolomiten und schwarzen, bituminösen Dolomiten mit Feinstlamination. Bereichsweise sind dünne Dolomitmergel-Zwischenlagen eingeschaltet. Innerhalb der Rauwacken treten Brekzien (überwiegend tektonische Brekzien) auf, wobei die Übergänge fließend sind. Die Brekzien sind von offenen Zerrklüften durchzogen, welche mit Kalzit-Kristallrasen ausgekleidet oder mit Internsedimenten ausgefüllt sind. Vereinzelt treten in der Abfolge auch dünne, hell- bis dunkelgraue Gipslagen auf.

Das Hauptkennungsmerkmal der Raibler Schichten ist ihre massige, löchrige, oftmals bizarre Verwitterungsform, wie sie im Bereich des Tunnelabschnitts am orographisch rechten Eingang des Sulztals eindrucksvoll entwickelt ist.

Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation ist im nördlichsten Teil des kartierten Gebietes in typischer Ausbildung in Form einer Wechselfolge von Kalken und Mergeln aufgeschlossen. Kiesel-schnüre und Kieselagen treten hier nur untergeordnet auf.

TEKTONISCHE STRUKTUREN

Die Raibler Schichten sind im Kern einer etwa E–W streichenden, engen Antiklinalstruktur aufgeschlossen. Während im Süden ein mehr oder weniger normaler stratigraphischer Übergang zum stratigraphisch hangenden Hauptdolomit vorliegt, scheint der Kontakt zum nördlich angrenzenden Hauptdolomit gestört bzw. kompressiv überprägt zu sein. In einem Graben südlich von Scheibe (südlich von Holzgau) trennt eine Störungsfläche innerhalb einer ENE–WSW streichenden, kataklastisch deformierten Zone, die Raibler Schichten im Süden vom Hauptdolomit im Norden.

Südlich der Scheibe und im Bereich der Tunnelkette des Sulztalweges zeigen die Messwerte ein steiles N- und S-fallen. Innerhalb der Großfaltenstruktur sind jedoch Komplikationen in Form von internen Verschuppungen anzunehmen. So streicht in einem Graben südlich der Scheibe eine messerscharfe, ca. 70 m lange, steil nach SW einfallende Störung aus.

Im Bereich südwestlich der Schottergrube, die sich an der orographisch rechten Talseite südwestlich von Holzgau befindet, treten innerhalb der tektonischen Brekzien der Raibler Schichten zahlreiche offene Zerrklüfte auf. Es handelt sich dabei um scheinbar regellos orientierte, bereichsweise ein netzartiges Muster bildende Klüfte. Lokal treten jedoch auch Klüftscharen mit einer deutlichen Orientierung der Raumlage auf. So sind am Südwestrand des kartierten Gebietes zahlreiche Zerrklüfte ausgebildet, die mit ca. 30° nach Norden einfallen. Ob diese Zerrklüfte auf eine Extensionsphase oder auf lokale, distensive Bereiche innerhalb der kompressiven Stressfelder der alpidischen Deformationsphasen zurückgehen, konnte anhand der beobachteten Geländebefunde nicht entschieden werden.

Am Nordrand des Kartierungsgebietes grenzt die Allgäu-Formation an einer Störung an den Hauptdolomit. Die Allgäu-Formation ist im Nahbereich der Störung zerschert und verfault. Der Hauptdolomit ist hier ebenfalls stark zerlegt. Mehrere mittelsteil nach S einfallende Störungsflächen im Hauptdolomit lassen auf eine nordgerichtete Überschiebung schließen.

Teilgebiet 2: Hochwald–Übeltalbach, südlich des Muskogels (1.770 m)

Die orographisch linke Seite des Gramaiser Tales weist im Gratabschnitt Wannenspitze (2.362 m) – Lachenkopf (1.465 m), südlich des Muskogels (1.770 m) eine deutliche Geländevertiefung auf: Innerhalb des hier weiträumig anstehenden Hauptdolomits befindet sich ein lokales Vorkommen von Kössener Schichten. Diese sind in einem großen, ostseitigen Anriss wie folgt aufgeschlossen: Es liegt eine Wechselfolge aus dm-dicken, wellig geschichteten Kalken und dm-dicken Mergellagen vor. Die

Kalke wittern hellgrau bis bräunlich, teilweise ockerfarben an und sind im frischen Bruch mittelgrau. Daneben treten graubräunlich anwitternde Muschelschillkalke und cm-dicke Hornsteinlagen auf. Wiederholt kommen Mergel von mehreren Metern Mächtigkeit vor, die einzelne, dm-dicke Kalkbänke enthalten. Etwa in der Mitte der aufgeschlossenen Abfolge hebt sich in diesem Aufschluss eine ca. 2,5 m mächtige Korallenbank hervor, wie sie für die Kössen-Formation sehr typisch ist. Diese Thecosmilien-Bank bildet einen erosionsbeständigen, E-W streichenden Rücken. Aufgrund der Geländebefunde dürfte die Kössen-Formation an ihrem Nordrand primär stratigraphisch – der Plattenkalk fehlt hier offensichtlich faziell bedingt – aus dem Hauptdolomit hervorgehen. Die generelle Schichtlagerung ist steil S-fallend.

Im Graben (Übeltalbach), auf einer Höhe von ca. 1.650 m, streicht zwischen der Kössen-Formation und dem Hauptdolomit eine sehr steil nach NW einfallende Störungsfläche aus. Auf der Störungsfläche sind 2 Lineare (Striemen) erkennbar. Die Schersinnkriterien deuten auf eine nealpin reaktivierte, eoalpin entstandene Aufschubung hin. Die eoalpin angelegte Störungsfläche wurde mit der nealpin erfolgten Steilstellung der Schichtung in der Raumlage verkippt. Rotiert man die Schichtung in die Horizontale zurück, so ergibt sich eine mittelsteil nach NW einfallende Aufschubungsfläche.

Die strukturelle Einbindung dieses lokalen Vorkommens von Kössener Schichten innerhalb des Hauptdolomits geht aus den bestehenden Daten nicht klar hervor. Insbesondere die südliche Begrenzung der Kössen-Formation zum Hauptdolomit scheint tektonisch überprägt zu sein. Die Kössener Schichten fallen hier vermutlich unter den Hauptdolomit ein. Eine mögliche Interpretation wäre eine grabenbruchartige Einsenkung der Kössen-Formation und eine im Zuge kompressiver alpidischer Einengungsvorgänge erfolgte Invertierung der südlichen Begrenzung in Form einer steilen Aufschubung. Auch die weitere regionaltektonische Einbindung scheint schwierig, zumal der Zusammenhang zu den nach Westen ins vordere Griesbachtal anschließenden Raibler Schichten im Kern einer großen Antiklinale nicht klar ist.

Im Steilhang südlich der Hochwaldhütte ist eine kleine Rutschung in der Kössen-Formation entwickelt, an welcher der Abrissbereich, die Bewegungsbahn und der Akkumulationsbereich (knapp über dem Übeltalbach) deutlich erkennbar sind.

Teilgebiet 3: Lech–Lachenkopf–Übelrinner–Herzogtal

Teilgebiet 3 umfasst einen schmalen Ausschnitt der Holzgau-Lermoos-Synklinale (Lechtal-Decke) zwischen dem Lech, dem vorderen Gramaisers Tal und den Nordabhängen der Lichtspitze (2.356 m).

Die Schichtfolge besteht aus Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation. Die Beschreibung beschränkt sich hier auf charakteristische Ausbildungen der vorkommenden Formationen. Im Übrigen sei auf die Beschreibungen der Schichtglieder in Teilgebiet 4 verwiesen.

STRATIGRAPHIE

Die Kössen-Formation ist im Bereich Übelrinner sehr exemplarisch aufgeschlossen: Die charakteristischen Kalk-

Mergel-Wechselfolgen weisen zahlreiche Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, Flaserschichtung, knollige Ausbildung, gradierte Schill-Tempestite, Rutschfalten und sehr fossilreiche Lagen (z.B. Brachiopoden, Bivalven) auf. In der hier generell typisch ausgebildeten Allgäu-Formation tritt im obersten Abschnitt, am Forstweg westlich unterhalb des Lachenkopfes (1.465 m) auf ca. 1.150 m Höhe, eine aus Echinodermenschutt bestehende, ca. 2,5 m mächtige, sogenannte „Spatkalkbank“ auf.

Von der Hansenstadelhütte bis zum Ende des oben genannten Stichweges treten immer wieder Grundmoränen, vor allem an Geländerücken, auf. Die nahe der Hütte aufgeschlossene Moräne ist mäßig stark konsolidiert, reich an gekritzten Geschieben und weist einen Grobanteil von ca. 80 % auf. Die Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus Hauptdolomit, untergeordnet treten auch Geschiebe der rhätisch-jurassischen Schichtfolge auf. Der Feinanteil ist sandig-schluffig.

Im Bereich des Übelrinner, auf einer Höhe von ca. 1.600 m, sticht zwischen zwei Rinnen ein markanter Lockergesteinsrücken hervor, in dem sich eine aktive Schottergrube befindet. Das Material besteht aus einem Wechsel von sandigen und steinigen Kiesen. Die Komponenten sind angular bis subangular und bestehen überwiegend aus Hauptdolomit und Seefelder Schichten. Die deutliche Schichtung fällt flach hangauswärts ein. Die erhöhte Position im Graben (Übelrinner) lässt auf eine Sedimentationsphase schließen, in der das Niveau des Vorfluters (Otterbach) wesentlich höher lag als heute. Dies war beispielsweise in der Zeit des hochglazialen Eiszerfalls im frühen Würm-Spätglazial der Fall. Weitere Befunde im Verlauf des Gramaisers Tales vom Übelrinner bis zur Mündung des Gampenbaches bestätigen diese Annahme (mündl. Mitt. A. GRUBER).

TEKTONISCHE STRUKTUREN

Im Meridian des Lachenkopfes ist der Kern der Holzgau-Lermoos-Synklinale aufgeschlossen, der aus Ammergauer Schichten besteht. Das Kartenbild zeigt deutlich eine enge Synklinalstruktur mit aufrechtem Nordschenkel und inversem Südschenkel. Der neue Forstweg von Grießau zum Lachtal schneidet die Synklinale dreimal vollständig an. An der Ostseite des Lachenkopfes sind die steilen, jeweils südfallenden Synklinalschenkel (inverser und aufrechter Schenkel) sekundär im Meter- bis Dekameterbereich verfaultet und an einer durchreißenden Überschiebung nach Norden kleinräumig verschuppt. Lokale Bereiche, z.B. in der Ammergau-Formation, sind extrem zerschert. In den Sekundärfalten der Allgäu-Formation, insbesondere in den Mergeln, sieht man eine ausgeprägte Achsenflächenschieferung. Der neue Stichweg von der ersten Kehre nach Norden zum Übeltalbach verläuft im Hauptdolomit der Hangendscholle der nordvergenten Überschiebung südlich der Synklinale. Diese Überschiebung verläuft im ver-nässten Moortälchen südlich des Lachenkopfes und nach Südwesten weiter durch das Lachtal. Der Bereich der Überschiebung ist hier durch mehrere Quellaustritte gekennzeichnet. Südwestlich von Gacher Blick, orographisch links über dem Otterbach, sowie an der Gramaisersstraße (Straßengallerie) ist der genannte tektonische Kontakt des Hauptdolomits (Hangendscholle) zu den Kössener Schichten als scharfe, steil S-fallende Störung aufgeschlossen. In diesem Abschnitt reduziert sich der Aufschlussbereich der

Kössen-Formation in Richtung Osten auf einen schmalen, lediglich 20 bis 30 m breiten Streifen. Dieser tektonische Schrägzuschnitt kann mit der oben beschriebenen, durchreißenden Aufschiebung erklärt werden.

Im Abschnitt Lachental–Otterbach–Gacher Blick streicht die Störung plus minus E–W. Dieser Befund kann mit der nealpinen Einengungsphase begründet werden. Zwischen Übelrinner und Herzogtal zeigen die Strukturen mehr oder weniger ein NE–SW Streichen, das dem eoalpinen Muster entspricht. Insgesamt ist im gesamten Abschnitt eine Überprägung der eoalpinen durch die nealpinen Einengungsstrukturen sichtbar. Beispielsweise zeigt die Achsenfläche der Holzgau-Lermoos-Synklinale westlich vom Lachenkopf ein deutliches Umbiegen von NE–SW (am Lachenkopf) in E–W Richtung.

Die Aufschlüsse im Abschnitt Otterbach–Übelrinner zeigen zahlreiche kleine Störungen, die sowohl als konjugierte dextrale und sinistrale Seitenverschiebungen der alpidischen Einengungstektonik, als auch als steilgestellte ursprüngliche Abschiebungen nach NE und SW gedeutet werden können. Vermutlich handelt es sich um eine kompressive Reaktivierung bereits bestehender, jurassisch-kretazischer Abschiebungsstrukturen. Der Schichtausfall an der Grenze Kössen-Formation / Allgäu-Formation kann jedoch nur mit Abschiebungen erklärt werden. Hierfür sprechen auch boudinierte Kalkbänke und Brekzienbildungen innerhalb der Kössen-Formation bei Übelrinner.

Teilgebiet 4: Gramais–Zirnebenjoch–Spitzkopf–Boden–Sattelle

Die Kartierungsarbeiten in den Sommermonaten Juli und August 2012 bestanden in der Neuaufnahme von vier, südlich des Lechtales gelegenen Teilgebieten auf dem Blatt ÖK 114 Holzgau. Mit Ausnahme eines kleinen Streifens in der Inntal-Decke zwischen Gramais und Boden (Teilgebiet 4), befinden sich sämtliche Kartierareale in der Lechtal-Decke. Das hier beschriebene Teilgebiet 4 umfasst einen ca. 7 km² großen Ausschnitt zwischen Gramais, Zirnebenjoch, Spitzkopf, Boden und Sattelle. Die Auswahl dieser Teilgebiete für eine Neukartierung begründet sich mit tektonisch komplexen Abschnitten in der Holzgau-Lermoos-Synklinale der Lechtal-Decke (Gebiete 1–3) und mit dem Grenzbereich zwischen Inntal- und Lechtal-Decke.

STRATIGRAPHIE

Hauptdolomit und Seefelder Schichten

Der basale Hauptdolomit der Inntal-Decke und die stratigraphisch höchsten Anteile des Hauptdolomits der Lechtal-Decke zeigen innerhalb des kartierten Areal eine ähnliche fazielle Ausbildung. Die dm- bis m-gebankten hellgrau bis beige anwitternden, mittelgrauen Dolosparite und Dolomikrite weisen Sedimentstrukturen wie Feinstlamination und LF-Gefüge auf. In diesen Abfolgen treten wiederholt geringmächtige (< 2 m) Einschaltungen von dunkelgrauen bis schwarzen, bituminösen Dolomiten auf. Die cm- bis dm-dicken Bänke zeigen zumeist eine Feinstlamination und entsprechen in fazieller Hinsicht den Lithotypen der Seefelder Schichten. Vereinzelt sind daneben auch geringmächtige, monomiktische, intraformationelle Brekzienbänke eingeschaltet. Da innerhalb der Inntal-Decke nur der basale Bereich über der Deckengrenze und innerhalb der Lechtal-Decke ebenfalls lediglich basale Anteile

am Nordrand des Arbeitsgebietes kartiert wurden, kann für den Hauptdolomit keine Gesamtmächtigkeit angegeben werden.

Plattenkalk

Der Übergang vom Hauptdolomit zum Plattenkalk ist im Arbeitsgebiet in Form einer sehr ausgeprägten Faziesverzahnung entwickelt. Die zunehmend offenmarine Fazies kündigt sich in der Einschaltung von geringmächtigen Kalken an, die dem Plattenkalk zuzurechnen sind.

Südlich des Seitkopfes (2.344 m) folgen über diesen Einschaltungen wieder mehrere Zehnermeter mächtige Dolomitabfolgen bis zum eigentlichen Einsetzen des Plattenkalkes.

Im Kartenbild fallen bedeutende Mächtigkeitsschwankungen des Plattenkalkes, teilweise auch dessen völliges Fehlen auf. In bedingtem Maße gilt dies auch für die Kössen-Formation. Dies legt den Schluss nahe, dass sich Plattenkalk und Kössen-Formation faziell vertreten. Im Meridian des Seitkopfes dominiert der Plattenkalk bei weitem. Demgegenüber wird die Kössen-Formation im Meridian des Spitzkopfes (2.346 m) auf Kosten des Plattenkalkes ziemlich mächtig (120–150 m). In den Gebieten nördlich des Seitkopfes (Haselkarjoch und Richtung Haselkar) folgen auf den Hauptdolomit ohne sichtbare Störung unmittelbar die Kössener Schichten. Auch dieser Geländebefund ist als primärer sedimentärer Übergang zu deuten. Im Gebiet des Haselbaches erzeugen Störungen zusätzliche Komplikationen (siehe Abschnitt Tektonik).

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes variiert zwischen 0 und maximal 150 m.

Kössen-Formation

Zwischen dem Haselkarjoch (2.202 m) und dem Alpeilkar und nördlich des Seitkopfes ist die Kössen-Formation gut aufgeschlossen, allerdings, wie oben erwähnt, tektonisch stark überprägt. Eine Angabe der Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist in diesen Gebieten daher nicht möglich.

Die vermutlich am besten und tektonisch am wenigsten gestörten Aufschlüsse befinden sich im Bereich zwischen dem Spitzkopf (2.346 m) und Punkt 2.365 m (Hochgwas). Hier liegt ein durchgehendes, nealpin steilgestelltes Profil vom Plattenkalk bis zu den Schattwalder Schichten vor. Interne Verdoppelungen an isoklinen Falten mit subvertikalen Achsenflächen können auch in diesem Fall nicht ausgeschlossen werden. Die Abfolge besteht aus der für die Kössener Schichten typischen Wechsellagerung von dunkelgrauen, bituminösen Kalkbänken mit dunkelgrauen bis schwarzen, bräunlich verwitternden Mergeln, wobei abschnittsweise die Kalke oder die Mergel dominieren. Die wiederholt auftretenden, dm-dicken, ockergelb anwitternden mergeligen Kalke sind ein charakteristischer Lithotyp der Kössen-Formation. Im unteren Drittel des Profils tritt eine ca. 1,5 m mächtige Einschaltung von dm-gebankten Kalken auf, die aufgrund der wesentlich höheren Erosionsbeständigkeit eine morphologisch markante, bis zu 3 m hoch aufragende Felsrippe bildet. Dabei könnte es sich um eine distale Verzahnung mit dem Oberrhätalk handeln.

Eine besondere fazielle Ausbildung weist die Kössen-Formation am Heuberg, südwestlich unterhalb des Spitzkopfes auf, wo sie mit 20 bis 30 m primär geringmächtig entwickelt ist. Dm-dicke, hellgrau anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue, teilweise verkieselte Kalkbänke wittern aus dem Untergrund heraus. Die mergeligen Zwi-

schenlagen wittern zurück und sind schlecht aufgeschlossen.

Die tektonisch zerlegten Kalkbänke überlagern hellgrau anwitternde, im frischen Bruch mittelgraue Kalke mit Bankdicken von ca. 0,5 m, welche noch zum Plattenkalk gehören dürften.

Kendlbach-Formation (Schattwalder Schichten)

Von den Membern der Kendlbach-Formation sind im kartierten Projektgebiet nur das Tiefengraben-Member und hiervon nur der untere Teil, die Schattwalder Schichten, ausgebildet. Der Großteil des Tiefengraben-Members und das Breitenberg-Member fehlen primär.

Die Schattwalder Schichten sind neben einigen lückenhaften Aufschlüssen am Haselbach vor allem im Gebiet östlich des Wannekopfes (2.319 m) gut aufgeschlossen. Sie bilden ein deutlich zurückwitterndes Schichtglied aus kleinstückig-blättrig verwitternden tonigen Mergeln von roter bis rotbrauner Farbe. Aufgrund ihrer Farbe und ihrer charakteristischen lithologischen Ausbildung bilden sie im Gelände einen markanten, auch aus größerer Entfernung gut erkennbaren stratigraphischen Markerhorizont.

Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten liegt im kartierten Gebiet bei 6 bis 8 m.

Enzesfelder Kalk?

Im gut aufgeschlossenen Gebiet östlich und nordöstlich von Punkt 2.365 m (Hochgwas) tritt unmittelbar über den Schattwalder Schichten eine ca. 10 cm dicke, limonitische Lage (Fe-Hydroxide) von brauner Farbe auf.

Darüber folgen drei graubeige, zwischen 10 und 20 cm dicke, äußerst fossilreiche Kalkbänke (kondensierte Biodetritusbänke). Diese Einschaltung, die dem Typus des Enzesfelder Kalkes entsprechen dürfte, vertritt hier faziell den Großteil der Kendlbach-Formation, sie wird von der basalen Allgäu-Formation überlagert.

Adnet-Formation

In einem Aufschluss außerhalb des Kartenblattes, der sich auf ÖK 115 Reutte am Südabhang der Spitzachsel (2.065 m) befindet, sind Sedimente der Rotkalk-Gruppe aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um hellrote Knollenkalke der Adnet-Formation. Dies ist die einzige Stelle im Arbeitsgebiet, an der dieses Schichtglied aufgeschlossen bzw. primär entwickelt ist.

Im Hangenden dieser Formation folgen mit einem gestörten Kontakt Kössener Schichten, die tektonisch auf 5 bis 7 m reduziert sind (siehe auch Abschnitt Tektonik).

Allgäu-Formation (Untere, Mittlere und Obere Allgäu Schichten)

Dieses Schichtglied ist vor allem im Südtail des Arbeitsgebietes im Bereich Riefen–Heuberg–Hochgwas großflächig verbreitet. Im Gebiet zwischen Riefen und dem Hinteren Riefenkopf (2.306 m) konnte eine Unterteilung in Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäu Schichten (siehe JACOBSSHAGEN, Jb. Geol. B.-A., 108, 1965) auf Basis des wiederholt aufgeschlossenen Manganschiefer-Horizontes vorgenommen werden. Im Gebiet östlich des Hinteren Riefenkopfes (Bereich Hochgwas) war dies aufgrund der Unzugänglichkeit des Geländes und der intensiven tektonischen Überprägung nicht möglich.

Die *Älteren Allgäu-Schichten* sind im basalen Abschnittbereichsweise durch einen hohen Anteil an Hornsteinlagen

bzw. -knauern gekennzeichnet. Südlich des Wannekopfes (2.319 m) folgt über den Kössener Schichten und den Schattwalder Schichten basal (7 bis 10 m) eine Wechsellaagerung von hellgrau anwitternden, feinarenitischen cm- bis dm-dicken, mehr oder weniger bioturbaten Kalkbänken und cm- dicken, blättrig brechenden Mergeln. Neben den für die Allgäu-Formation kennzeichnenden Fleckenkalken treten Bänke aus grobarenitischem Biodetritus mit Quarzkörnern und Glaukonit auf. Des Weiteren gibt es vereinzelt Bänke aus feinkörnigen Spatkalken. Der 50 bis 70 m mächtige Abschnitt darüber ist durch das gehäufte Auftreten cm-dicker Chertlagen gekennzeichnet.

Darüber folgt eine gut gebankte Abfolge, die aus einem Wechsel von teilweise verkieselten grainstones mittelgrauer Farbe und mittel- bis dunkelgrauen Mergeln besteht.

Die *Mittleren Allgäu Schichten* erreichen eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m und zeichnen sich durch einen hohen Anteil von Mergeln aus. In dieser Abfolge tritt der bereits oben erwähnte Horizont aus dunkelgrauen Mergeln mit Mn-Vererzungen auf.

Diese ca. 1 m mächtige Einschaltung ist im Bereich Pleise, nordöstlich von Gramais, auch aus größerer Entfernung gut erkennbar.

In dieses Niveau scheint auch die im Gebiet Hochgwas auftretende, ca. 10 m mächtige Einschaltung von roten Mergeln und mergeligen Kalken zu fallen. Aufgrund der starken Deformation sind die stratigraphischen Verhältnisse jedoch schwer nachvollziehbar.

Die *Jüngeren Allgäu Schichten* sind im Vergleich zu den *Älteren Allgäu-Schichten* wesentlich mächtiger und weisen im Übrigen eine typische Ausbildung, ähnlich der oben beschriebenen Kalk-Mergel-Wechselfolge auf. In dieser Abfolge treten auch wiederholt, teils gut erhaltene Ammoniten auf.

Am Top der Allgäu Schichten (Übergang zum Radiolarit) treten wieder hornsteinreiche Lithotypen, wie jene an der Basis auf.

Ruhpolding-Formation („Radiolarit“)

Der Radiolarit ist im kartierten Gebiet typisch ausgebildet und besteht aus dünngebankten (5 bis 15 cm) Kieselgesteinen, in denen sich ein unterer, grün gefärbter und ein oberer, rot gefärbter Abschnitt unterscheiden lassen. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes liegt unter 5 m.

Ammergau-Formation

Die Verbreitung der Ammergau-Formation ist auf den Südtail des kartierten Projektgebietes beschränkt und in typischer Weise entwickelt. Sie besteht aus der charakteristischen Wechselfolge von Mergeln und mikritischen, Radiolarien führenden Kalken. Vereinzelt treten cm-dicke Hornsteinlagen auf. Im untersten, meist ziegelrot gefärbten und ca. 10 m mächtigen Abschnitt dominieren Mergel. Der Übergang zur stratigraphisch hangenden Lech-Formation vollzieht sich über einen Abschnitt von ca. 10 m in Form eines Überhandnehmens von graugrünen bis dunkelgrauen Mergeln gegenüber den Kalken.

Die Mächtigkeit der Ammergau-Formation kann nur in tektonisch weniger stark überprägten Bereichen geschätzt werden und ist mit maximal 100 m vergleichsweise gering.

Lech-Formation

Die Lech-Formation bildet als jüngstes Schichtglied zwischen Riefen und dem Meridian des Hinteren Riefenkopfes den Kern einer engen Synklinale. Am Sattelle und im oberen Satteltal wird sie vom Hauptdolomit der Inntal-Decke überschoben. Im Meridian von Spitzachsel (2.065 m) tritt sie wieder als schmaler Kern einer engen Synklinale auf. Die Lech-Formation ist hier in Form der charakteristischen blättrig verwitternden, graugrünligen Mergel entwickelt. Eine Mächtigkeitangabe ist aufgrund der kompressiven tektonischen Überprägung und des Fehlens der Hangendgrenze nicht möglich.

QUARTÄRE ABLAGERUNGEN

Grundmoräne des Würm-Hochglazials

Der Talbereich zwischen Gramais im Südosten und dem Zirnbach im Nordwesten wird nahezu flächendeckend von Grundmoräne eingenommen. Nahe der Einmündungen des Zirnbaches sowie des Haselbaches in den Otterbach ist diese Moräne an einigen Stellen gut aufgeschlossen. Das hellbraune bis beige Material mit Matrixstützung und einem sandig bis leicht schluffigen Feinanteil weist eine gute Konsolidierung auf. Der Grobanteil variiert zwischen 60 und 80 %. Die Geschiebe erreichen eine Größe von bis zu 20 cm und sind meist subangular. Daneben treten auch gerundete bis gut gerundete Komponenten auf, die vermutlich eine vorausgegangene fluviatile Zurundung erfahren haben. Der Anteil der gekritzten Geschiebe variiert in den verschiedenen Aufschlüssen (vereinzelt bis häufig). Hinsichtlich der Zusammensetzung dominieren Hauptdolomit und Seefelder Schichten, vereinzelt treten auch Komponenten aus den Schichtgliedern der Obertrias bis zur Unterkreide auf.

Nördlich von Gramais tritt an mehreren flachgründigen, kleinen Aufschlüssen ebenfalls Grundmoräne zu Tage, deren Beschaffenheit mit den oben beschriebenen Moränen vergleichbar ist.

In unmittelbarer Nähe dieser Aufschlüsse treten unkonsolidierte Kiese mit komponentengestütztem Gefüge und sandig-schluffiger Matrix auf. Diese scheinen die Grundmoräne als geringmächtige Auflage zu überlagern. Ob es sich dabei um Ablagerungen einer spätglazialen Eisrandfazies handelt, oder um oberflächlich ausgewaschene Moräne, war aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht feststellbar.

Moränen von Lokalgletscherständen (Würm-Spätglazial)

Am Nordrand des kartierten Projektgebietes sind auf einer Seehöhe zwischen 2.000 und 2.200 m in drei Karen Ablagerungen spätglazialer Stadien erhalten.

Diese Kare stellen mit ihren schön geschwungenen, bereichsweise in kurzen Abschnitten hintereinander gereihten Wällen, morphologisch eindrucksvolle Beispiele einer spätglazialen Oberflächengestaltung dar. Die Staffelung von mehreren Endmoränenständen ist auf dem gesamten Kartenblatt Holzgau immer wieder beobachtbar.

Im kleinen Kar nordöstlich des Haselkarjochs zeichnen zwei Moränenwälle das Überfließen eines Festgesteinsrückens durch den ehemaligen Kargletscher nach.

Im Alpeilkar ist neben einem kleinen Karsee ein bogenförmiger, aus grobblockigem Material (überwiegend Haupt-

dolomit) bestehender, Endmoränenwall einer spätglazialen Vorstoßphase modellhaft erhalten.

Im Kar östlich des Wannekopfes (2.319 m) erkennt man deutlich heute grasbewachsene Endmoränen- und Seitenmoränenwälle. Nahezu das gesamte Areal innerhalb der Moränenwälle ist von Murschuttssedimenten (überwiegend aus der Kössen-Formation) bedeckt. Unmittelbar hinter dem Endmoränenwall befindet sich auch hier ein kleiner Karsee.

Murschuttssedimente (Holozän)

Das Kar östlich des Wannekopfes sowie das Tal zwischen Gramais und Sattelle und das Satteltal (Sattelle-Boden) sind von zahlreichen, teilweise morphologisch markanten Murschuttkegeln gekennzeichnet. In Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial und der Morphologie des Einzugsgebietes gehen diese Murschuttssedimente aufgrund fluviabler Umlagerungsprozesse entweder aus Sturzkegeln hervor, oder treten primär als reine Murschuttablagerungen auf. Westlich von Sattelle ist ein großer Murschuttffächer ausgebildet, der ausschließlich aus grobem Hauptdolomitschutt besteht und an eine große, NW-SE bis E-W streichende Störung in der Inntal-Decke gebunden ist.

Hang- und Blockschutt

Die gesamte Südseite der Täler zwischen Gramais und Sattelle und dem Satteltal (zwischen Sattelle und Boden) wird von steilen Felswänden (Hauptdolomit der Inntal-Decke) gesäumt, an deren Wandfuß kleinere und größere Hangschuttkegel und -schürzen entwickelt sind. Ebenso treten diese Sedimentkörper in den oben erwähnten Karen am Nordrand des Arbeitsgebietes auf, wo sie zum überwiegenden Teil aus dem Hauptdolomit (Alpeilkar, Kar nordöstlich des Haselkarjochs) und der Allgäu-Formation (Kar westlich des Wannekopfes) stammen.

TEKTONISCHE STRUKTUREN

Zwischen dem Haselkar und dem Alpeilkar sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten sehr engräumig und teilweise isoklinal verfaultet. Diese Faltenstrukturen sind laut Schichtstreichen und gemessenen Achsen von Kleinfalten (dm-m-Maßstab) eoalpin angelegt. Dies kommt in, wenn auch im Zuge der neoalpinen Einengungsphase steilgestellten, eoalpinen Faltenachsen klar zum Ausdruck.

Zwischen Sattelle und Spitzkopf sieht man ein markantes Faltenmuster, bei dem der Verlauf der Achsenflächen sowohl die eoalpine, als auch die sie überprägende neoalpine Deformationsphase eindrucksvoll anzeigt.

Die eoalpine Deformation wird in der engen, südostvergente Antiklinalstruktur mit überkipptem Vorderschenkel am Südosthang des Hochgwas evident. Den Kern dieser Antiklinale im 100er-m-Maßstab bildet die Kössen-Formation. Die Schattwalder Schichten zeichnen diese Struktur als markanter Rahmen nach. Intern zeigt die Antiklinale Sekundärverfaltung im m-Maßstab. Das Scharnier dieser Struktur taucht nach Westen bis Südwesten schräg in den Hang ein.

Im inversen Südschenkel ist die Allgäu-Formation in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Dies kann mit vor-eoalpinen Abschiebungen erklärt werden, die heute aufgrund der alpidischen Deformationsphasen in verkippter Raumlage vorliegen (GRUBER, Jb. Geol. B.-A., 151, 117-123, 2011).

Weitere eoalpine Faltenstrukturen befinden sich am Südosthang des Spitzkopfes im Bereich 1.900 m und 2.050 m. Hier sieht man auch am besten die Überprägung alter, eoalpiner Strukturen durch die neoalpine Einengungsphase.

Das Umbiegen der Schattwalder Schichten im aufrechten Schenkel der oben beschriebenen eoalpiner Antiklinale am Ostgrat von Punkt 2.365 m (Hochgwas) in Richtung Spitzkopf und letztlich das E–W Streichen der gesamten Schichtfolge im Bereich Spitzkopf–Hochgwas zeigt die neoalpine Kompression in NNE–SSW Richtung sehr klar auf.

In diesem Gebiet ist zwischen der Kössen-Formation im stratigraphisch Liegenden und den Schattwalder Schichten im stratigraphisch Hangenden außerdem eine deutliche Winkeldiskordanz ausgebildet. Dieser strukturelle Befund zeigt somit tektonische Ereignisse am Ende der Trias (im Rhätium) an, die vermutlich auf Extensionstektonik zurückzuführen sind.

Das außerhalb des Kartenblattes befindliche Gebiet auf ÖK 115 Reutte (= Südabhang Spitzachsel, 2.065 m) zeigt eine spitzwinkelig zulaufende Reduktion der Abfolge Lech-Formation bis Kössen-Formation. Im Bereich des Tales zwischen Spitzachsel und Satteltal werden die Kössener Schichten und die Allgäu Schichten bis auf wenige Meter reduziert. Diese Schichtausfälle sind an den jetzt vorliegenden Störungsmustern nicht vollständig erklärbar und müssen auf ältere Abschiebungsstrukturen zurückgeführt werden.

In der generell steilgestellten und ENE–WSW streichenden Kössen-Formation liegen diese Störungen heute als dextrale, NW–SE streichende und sinistrale, NE–SW streichende Seitenverschiebungen vor. Sie können in diesem Zusammenhang als konjugierte Dehnungsstrukturen interpretiert werden. Bereichsweise sind die Bänke der Kössener Schichten in der Art einer Boudinage stark in die Länge gezogen; dies ist ebenfalls als deutlicher Hinweis auf Dehnungstektonik zu interpretieren. Diese Strukturen wur-

den im Zuge der alpidischen Deformationen reaktiviert und kompressiv überprägt.

Südöstlich unterhalb der Spitzachsel ist die beschriebene Schichtreduktion zum Teil auch durch nachträgliche Invertierung der Strukturen und kleinräumige Aufschiebungen von Hauptdolomit und Kössen-Formation auf Allgäu Schichten partiell erklärbar. In diesem Abschnitt folgt auf eine geringmächtig vorliegende Lech-Formation im Süden wiederum die Ammergau-Formation, die eine inverse Lagerung aufweist.

Die vorliegende Struktur beschreibt demnach eine NW-vergente Synklinale mit der Lech-Formation im Kern.

Der Störungskontakt zwischen der Lechtal-Decke im Norden und der Inntal-Decke im Süden ist vermutlich im gesamten Abschnitt zwischen Boden und Gramais steil süd-fallend. Die hangende Inntal-Decke weist westlich von Boden als ältestes Schichtglied Hauptdolomit auf, der im Meridian Sattelle zu spektakulären N-vergenten Antiklinalen und Synklinalen verformt ist. Im Abschnitt zwischen der Mündung des Platzbaches im Osten und Gramais im Westen greift die Inntal-Decke auf die Nordseite des Tales zwischen Gramais und Sattelle über. Hier überschiebt der Hauptdolomit der Inntal-Decke die Ammergau-Formation der Lechtal-Decke. Unmittelbar im Liegenden der Störungsfläche (Top Lechtal-Decke) ist die Ammergau-Formation extrem zerschert und im dm- bis m-Maßstab verfaltet.

Die jurassisch-kretazische Schichtfolge unmittelbar im Liegenden der Inntal-Decke nördlich von Gramais zeigt im Kartenbild über kurze Distanzen scheinbare Schichtreduktionen, die auf verschiedene Ausstrichbereiche von extrem zerscherten und verfalteten Schichtgliedern, insbesondere der Ammergau-Formation zurückzuführen sind. Dies äußert sich z.B. auch im mehrfachen Auftreten des Radiolarits aufgrund von engräumig angelegten Antiklinalen. Des Weiteren muss angenommen werden, dass die Synklinalen durch das Herausscheren der Schenkel (out of syncline) eine generelle Reduktion der Schichtmächtigkeit erfahren haben.

Blatt 119 Schwaz

Siehe Bericht zu Blatt 88 Achenkirch von ALFRED GRUBER

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Im Hinblick auf die Projektierung eines baldigen Abschlusses der Aufnahmen auf Blatt 121 wurden im Jahr 2012 die

Arbeiten im Südteil des Blattes in Angriff genommen. Der Ansatzpunkt war der Bereich Gerlos (1.245 m) bis Königsleiten (2.315 m). Der Autor hatte hierbei 11,3 km² neu aufzunehmen. Dem gleichzeitig kartierten angrenzenden Gebiet gilt ein eigener Bericht (PANWITZ, Jb. Geol. B.-A., 153, 2013, dieser Band).

Umgrenzung des Bereiches

Um den Quarzphyllitanteil des Kartenblattes von Süden her zu erfassen, wurde im Umfeld des Tales der jungen

Salzach begonnen. Das Gebiet beginnt unmittelbar im Almdorf Königsleiten und schließt westlich an der Landesgrenze Salzburg/Tirol ab. Die Zone des Skigebietes Königsleiten und das Waldgebiet Brucheck/Gern bis jeweils in den Müllachgraben bildet das Kernstück der Aufnahme. Zusätzlich erfolgte die Kartierung der kompletten Ostflanke des Tales der jungen Salzach, jeweils bis zur Gipfelinie Ronachgeier–Baumgartgeier–Tristkopf.

Die Aufschlussverhältnisse sind sehr variabel. Während in den Skigebieten, in den Waldzonen Brucheck/Gern und den tieferen Talflanken die Aufschlüsse mäßig bis gut sind, herrschen im Gratbereich sehr gute Aufschlussbedingungen.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Das Kartiergebiet ist in den Quarzphyllitaren sehr monoton, dies kontrastiert mit einer äußerst kleinteiligen Geologie, sobald man die Grenze zum Tauernrand mit Krimmler Trias erreicht. Innerhalb des Quarzphyllitgebietes ergab sich eine unerwartete Schwierigkeit. Denn größere Teile zeigten in der Feldansprache eine plattig-dünnschiefrige Absonderung, welche zunächst zur Vermutung eines erneuten Auftauchens von höher metamorpher Schattberg-Formation Anlass gab. Es wäre also Grauwackenzone zwischen Tauernrahmen und Quarzphyllit geraten.

Im Dünnschliff erwies sich dies als Trugschluss. Die plattige Absonderung entstand durch eine späte retrograde Drucklösungsschieferung. Diese „retrograden phyllonitischen Quarzphyllite“ wurden jedoch mit Übersignatur abgetrennt, um weitere Geländeüberwechslungen auszuschließen.

Die weitmaschige Dünnschliffbeprobung führte weiter zur Entdeckung eines feinkörnigen Orthogneiskörpers, Albitblastenschiefern und Chloritoidschiefern. Eine Verdichtung der Dünnschliffproben scheint für die nächste Feldsaison als ratsam.

Innsbrucker Quarzphyllit

Wie erwartet besteht das Kartiergebiet dominant aus Quarzphyllit. Im westlichen Gebietsteil (Brucheck/Gern) handelt es sich vorwiegend um die übliche Ausbildung, wie sie bereits mehrfach beschrieben wurde: Intensive Kleinfältelung, Überschneidungsrelationen von mindestens drei Falten- und Schieferungsgenerationen, aber auch serizitische retrograde Scherflächen unterschiedlicher Häufigkeit (HEINISCH, Jb. Geol. B.-A., 151/1+2, 123–125, 2011; Jb. Geol. B.-A., 152/1–4, 261–262 und 262–264, 2012).

Quarzite treten in diesem Teilgebiet eher zurück und bilden m- bis dm-mächtige Lagen. Es wurden gelegentlich einzelne Lagen zur Dokumentation der Raumlage auskartiert.

Im Ostteil des Kartiergebietes, zwischen Tristkopf (2.361 m) und Baumgartgeier (2.392 m), mehren sich die Quarziteinschaltungen. Es handelt sich um die streichende Fortsetzung der quarzitbetonten Zone des Salzachgeier-Gebietes (vgl. PANWITZ, 2013).

Es gilt die in unserer Arbeitsgruppe angewandte Definition von Quarzphyllit:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreicht die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.

Sobald die Gesteine makroskopisch Biotit oder/und Granat enthalten, wurden sie den Steinkogelschiefern zugeordnet.

Muskovit-Glimmerschiefer im Quarzphyllit (Übersignatur)

Manche Bereiche im Quarzphyllit werden granoblastischer und zeigen bereits makroskopisch gut sichtbare Hellglimmer (bis 1 mm Korngröße). Sie wären daher petrographisch eher als Muskovit-Glimmerschiefer einzustufen. Biotit wurde in diesen Zonen nicht beobachtet. Dort wo große Hellglimmer auffällig waren, wurde eine Übersignatur eingeführt, wie im Bereich Ronachgeier (2.236 m), Watschkarl und südlich Kleefeldkopf (2.348 m). Aber auch in diesen Bereichen treten serizitische Lagen auf, die an spätere Schieferungsflächen gebunden sind.

Phyllonitischer Quarzphyllit (Übersignatur)

Im Grenzbereich zu den Gesteinen des Tauernfensters stehen plattige, phyllitartig aussehende Gesteine und plattige Quarzite an. Geographisch betrifft dies den Gipfel der Königsleiten (2.315 m) und das Skiareal bis zum Brucheck (2.144 m). Auch in der Salzachschlucht bis zur Brücke (Kote 1.436 m; ONO von Almdorf Königsleiten) wirken die Gesteine phyllitisch.

Die Gesteine sehen höher metamorpher Grauwackenzone zum Verwechseln ähnlich, wie sie im Grenzbereich zwischen Grauwackenzone und Uttendorfer Schuppenzone auftritt (vgl. Blatt 122 Kitzbühel und 123 Zell am See). Fatalerweise befinden sie sich in der tektonischen Position südlich (also tektonisch liegend) des Quarzphyllits. Während der Geländearbeit zeichnete sich damit ein makroskopisch nicht lösbares, neues Problem ab. Der in der Tendenz deutlich geringere Metamorphosegrad im Vergleich zur Hauptmasse des Quarzphyllits bestätigte sich in den Dünnschliffen. Allerdings wurde auch klar, dass neben den serizitbelegten ebenen Phyllitflächen Mikrolithons existieren, in denen das übliche gröbere Quarzphyllit-Gefüge erhalten ist.

Insbesondere zeigen sich eindeutige Drucklösungs-Phänomene an den Korngrenzen zwischen Quarz/Albit-Pflastern und Serizitapeten. Das Geländeproblem lässt sich also dahingehend auflösen, dass der Südrand des Quarzphyllits zunehmend durch eine intensive retrograde Überprägung bei sehr niedrigen Metamorphosebedingungen beeinflusst wird. Eine klare Abgrenzung wäre nur mit statistisch abzusichernden Korngrößenmessungen in den Teilgefügen zu erreichen und einen erheblichen Aufwand darzustellen. Die betroffenen Bereiche wurden durch eine Übersignatur gekennzeichnet.

Albit-Blastenschiefer

Ein am Felsabbruch des Bruchecks genommenes Handstück (Probe 12019) erwies sich im Dünnschliff als retrograd von Serizitflächen durchzogener Quarzphyllit, in dem syn- bis postkinematisch Albitblastese auftritt. Die Albite überwachsen auch die jüngste retrograde Schieferung, sind aber leicht rotiert. Aufgrund der geringen Albit-Korngröße ist das Gestein im Gelände eher unauffällig.

Chloritoidschiefer (Übersignatur)

Eine Probe von der Liftrasse ESE Königsleiten (Probe 12024) wies makroskopisch mm-große Kristalloblasten in phyllitisch glänzenden Schieferungsflächen auf.

Das Gestein weist die übliche Zusammensetzung eines phyllonitischen Quarzphyllits mit deutlicher Drucklösungs-schieferung auf. Zeitlich nach dieser Phase spross, die Schieferung überwachsend, Chloritoide, die auch vollkommen quer zu den letzten Schieferungsflächen orientiert sein können. Dieser Zufallsfund wurde getrennt aus-
geschieden.

Biotit-Plagioklasgneis

Ein submillimeterkörniges, leicht grünliches Gestein mit einer Absonderung ähnlich eines Quarzites stammt vom Müllachgeier (2.254 m, Probe 12022). Nach Dünnschliffbefund handelt es sich um einen retrograd überprägten Biotit-Plagioklasgneis.

Im Dünnschliff zeigen sich relativ große albitisierte Plagioklase, neben Hellglimmer und reichlich Chlorit. Die Chlorite sind pseudomorph nach Biotit, weswegen das Gestein als ursprünglicher Biotit-Plagioklasgneis eingestuft wurde. Es wird als feinkörniger Orthogneis interpretiert.

Steinkogelschiefer

Nach Dünnschliffuntersuchung tritt ein stufenloser Übergang zwischen granoblastischem Quarzphyllit und den Steinkogelschiefern auf. Bisher ist ein Dünnschliff vom Fahrweg zwischen Salzachalm und Salzachjoch auf ca. 1.900 m Biotit führend (Probe 12007). Die Zone lässt sich, konkordant in den Quarzphyllit eingelagert, Richtung Ronachgeier verfolgen.

Große Biotitscheite sind in geschonten Bereichen erhalten. Daneben treten Individuen im Zustand fortschreitender Chloritisierung auf; andere wieder sind komplett in Chlorit umgewandelt, aber mit gut erhaltener Scheitform (Chlorit pseudomorph nach Biotit). Andere Gefügebereiche, die mit den Biotit führenden Lagen wechsellagern, zeigen deutlich kleinere Glimmer-Korngrößen, Zerschierung und Subkornbildung. Dieser Lagenbau vollzieht sich im Submillimeter-Bereich, also auf Dünnschliff-Dimension.

Daher ist es nicht sinnvoll, eine eigene tektonische Einheit oder sogar Decke zu definieren, wie das bisher üblich war. Es scheint vielmehr so, dass Steinkogelschiefer und Quarzphyllit gemeinsam ihre Peak-Metamorphose erlebt haben, wobei aber der Bereich der Steinkogelschiefer weniger stark retrograd überprägt wurde und deshalb mehr Relikte eines vorherigen Metamorphosemaximums erhalten sind (Biotit, an der Typokalität auch Granat).

Da die Geländeaufnahme makroskopisch erfolgen muss und vom Gefügeinventar her kein Unterschied zwischen Quarzphyllit und Steinkogelschiefer zu sehen ist, bedarf es zur genaueren Grenzziehung engerer Dünnschliffprofile und damit leider einer erneuten Begehung und Probenahme.

Grünschiefer

Der im westlich anschließenden Gebiet erkannte Grünschieferzug lässt sich über die Talfurche der jungen Salzach bis in den Gratbereich des Baumgartgeiers weiterverfolgen. Er fällt durch blaugrüne Farbe und plattige Absonderung im Gelände auf und liefert entsprechend auffällige Lesesteine. Er markiert weitgehend die Unterkante der Felsabbrüche östlich Salzachalm und Mülleralm. Der Mineralbestand wurde nicht neu untersucht.

Gesteine des Tauernrahmens – Krimmler Trias:

Die Gebietsgrenze tangiert im Umfeld des Almdorfes Königsleiten Gesteine des Tauernrahmens. Sie treten von der Brücke (1.436 m) bis Höhe 1.920 m am Wanderweg zur Königsleiten in Erscheinung.

Es handelt sich um einen Schollenteppich von Karbonatgesteinen, Quarziten etc., die in einer Matrix aus Schwarzphylliten und Kalkphylliten schwimmen. Eine genauere petrographische oder lithostratigraphische Zuordnung der einzelnen Schollen ist aus dieser Kartierung heraus nicht möglich und sollte durch Spezialisten für das Tauernfenster auf der Basis des südlich anschließenden Kartenblattes erfolgen.

Schwarzphyllit, Grauer Phyllit, Kalkphyllit

Die dünnstriefrigen, feingefalteten Gesteine sind sehr verwitterungsanfällig und treten daher hauptsächlich als Lesesteine auf. Wechselnder kohlig und karbonatischer Anteil verursacht die obigen lithologischen Variationen im Kleinbereich.

Im Dünnschliff zeigen sich reliktsche Sedimentstrukturen und Relikte von Quarz- und Feldspatklasten. Eine erste Serizitprossung und schwache Schieferung belegen, dass diese Gesteine überraschenderweise deutlich geringer metamorph sind als die überlagernden Quarzphyllite.

Dieses Phänomen geodynamisch zu erklären, ist aus dem schmalen erfassten Streifen nicht möglich.

Kalkmarmor und Dolomit

Die bankigen mittelgrauen Kalkmarmore treten längs des Wanderweges zur Königsleiten in engem Verband mit den Dolomiten auf. Sie zeigen eine erste Fließfaltung. Der gelblich-weiße Dolomit erscheint in Härtlingsrippen längs des o.a. Wanderweges. Er bildet eindeutig Schollen und zeigt hingegen Sprödt Texturen.

Serizitquarzit

In den Matrixschiefern treten auch einzelne Quarzitzüge auf. Sie zeigen Sedimentstrukturen, sind dm-bankig und mit Serizitapeten überzogen.

Porphyrmaterialschiefer, grobkörniger Quarzit

Im Bereich Edelweißhaus, Dorfbahn-Talstation, stehen harte grünlichgraue, quarzitisches Gesteine an. Sie sind mm-körnig. Quarz dominiert, daneben finden sich große Hellglimmer, Feldspat tritt zurück. Das Gefüge ist ungleichkörnig bis reliktsch porphyrisch. Da der Verdacht auf Porphyrmaterialschiefer der Wustkogelserie besteht, wurden die Gesteine getrennt von anderen Quarziten aus-
geschieden.

Prasinit, Grünschiefer

An der Brücke (1.436 m) tritt eine dünne Lage blaugrünlich-silbrig glänzenden Chloritschiefers auf. Dieser wurde der Vollständigkeit halber, trotz geringer Mächtigkeit, mit erfasst.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Der zu betrachtende Ausschnitt der Quarzphyllitzone fügt sich gut in das Bild des kartierten Nachbargesbietes ein (PANWITZ, 2013). Der zentrale Bereich Müllachbach – Bruchcheck/Gern weist ein WNW–ESE Streichen auf, die Gestei-

ne fallen im Mittel mit 50° nach Norden ein. Richtung Salzachtal gehen die Folgen in Vertikalposition über.

Im Hang östlich der jungen Salzach Richtung Grat Tristkopf–Baumgartgeier tritt eine Faltung auf, die flache, fast sölhige Raumlagen der Abfolgen verursacht. Dies ist gut durch den Leithorizont des Grünschiefers kontrollierbar; die Abfolgen schwenken damit weit nach Süden aus. Die Faltung erfolgt südvergent gegen den Tauernrand.

Eine Besonderheit bietet die Tektonik im Gipfelbereich Königsleiten. Hier geht der Südteil des Quarzphyllits kontinuierlich in flache Raumlage über. Der Gipfel von Königsleiten wird durch flachlagernde Quarzit–Quarzphyllit–Wechselfolgen bestimmt. Darin treten reichlich kleinere Spezialfalten auf. Auch hier ist die Faltung südvergent, also gegen den Tauern–Nordrand gerichtet, welches eine südgerichtete Überschiebung der Serien gegen das Tauernfenster im voll duktilen Stadium andeutet und damit von der klassischen Idee eines Nord- oder Nordwest gerichteten Deckentransportes abweicht.

Für die zeitliche Einordnung dieses Deformationsfeldes fehlen leider bisher geochronologische Daten zur Schieferungsentwicklung und zum Glimmerteilgefüge.

Eine straffe, vertikalgestellte Foliation, wie sie auf den Kartenblättern 122 Kitzbühel und 123 Zell am See durchgängig in der Nordflanke des Salzachtals, sowohl in der höher metamorphen Grauwackenzone, der Uttendorfer Schuppenzone, als auch im Quarzphyllit zu beobachten war, fehlt hier. Damit fehlt auch der Hinweis auf die duktilen, blattverschiebenden Bewegungen an der SEMP, die ja allgemein als Ursache der Vertikalstellung angeführt werden. Ebenso ist die Fortsetzung der Salzachtalstörung über den Gerlos unklar. Die Kartierung brachte also neue Probleme.

Die Grenze zum Penninikum ist im kartierten Abschnitt eindeutig eine spröde Störung, die durch weitere spröde Querstörungen leicht versetzt wird. Sie lässt sich dank einsetzender Karbonatführung in Schwarzphylliten und boudinartigen Körpern von Dolomit, Kalkmarmor, Prasinit und Porphyrmaterialgneisen recht exakt festlegen.

Generell treten Sprödstörungen eher untergeordnet in Erscheinung. In der Furche Salzachjoch/Salzachtal lässt sich eine Verwerfung durch sinistralen Versatz des Grünschieferzuges nachweisen, die auch mit dem Wechsel der Raumlagen der Folgen Hand in Hand geht. Die Horizontalkomponente beträgt etwa 100 m.

Ein ähnliches Phänomen findet sich im Müllachbach. Auch hier knicken die Abfolgen mehrfach signifikant an einer Störung ab.

Quartär, Massenbewegungen

Bis auf eine dünne Lokalmoränenbedeckung sind keine größeren Flächen von Lockermaterial zu konstatieren.

Der Grat vom Tristkopf bis zum Baumgartgeier zeigt massive Bergzerreißen. Das Massenbewegungsgebiet mit Abrissnische zwischen Ronachgeier und Watschkarl bewirkt größere Flankenbewegungen in Richtung junger Salzach. Es erscheint als aktiv und sollte daher als Gefahrenpotenzial in Beobachtung genommen werden. Bereits entlastete Hangteile füllen das Salzachtal längs der Fahrstraße zur Salzachalm mit zahlreichen Bergsturzmassen.

Besonders spektakulär ist der Abriss des Bruchhecks (Name!) auf der gegenüberliegenden Talseite, welcher bereits von weitem gut sichtbar ist.

Die intensive anthropogene Umgestaltung im Bereich von Almdorf Königsleiten ist bekannt und unübersehbar. Dies gilt natürlich ebenso für den angrenzenden skitouristischen Bereich. Als besonderer neuer Höhepunkt entsteht gerade in Gipfelnähe ein Staubecken für die Kunstschneeproduktion.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

CLAUDIA PANWITZ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Stand der Arbeiten

Im Quarzphyllitgebiet südlich der Landesgrenze Tirol/Salzburg war im Jahr 2011 die Kartierung von 8,2 km² beauftragt worden. Dies misslang aufgrund eines massiven Neuschneefalles im September 2011 und wurde 2012 nachgeholt. Südlich und östlich schließen die von HEINISCH (Jb. Geol. B.A., 153, 2013, dieser Band) kartierten Bereiche an.

Umgrenzung des Bereiches

Das nierenförmig gestaltete Aufnahmegebiet wird von der Gipfelflur des Grenzgrates Tirol/Salzburg, Salzachjoch–Schwebenkopf–Salzachgeier–Nebelkarsspitze, längs des Blattschnittes bis Gipfel Königsleiten (2.315 m) begrenzt und umfasst in östlicher Richtung die Flächen Schwebenboden, Salzachursprung, Salzachalm und Salzböden. Mit dem Salzachgeier–Massiv werden 2.469 Höhenmeter erreicht. Die Aufschlussverhältnisse sind als gut zu bezeichnen. Neben vegetationsfreien Felsgraten beinhaltet der Kartierbereich auch glazial abgeschliffene Karböden mit Almflächen.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Innsbrucker Quarzphyllit

Das kartierte Gebiet besteht aus einer sehr monotonen Wechselfolge von Quarzphylliten und Glimmerquarziten bis Quarziten. Die Gipfelregionen (Fünfmandling, Salzachgeier, Kleefeldkopf) beinhalten überwiegend wandbildende Quarzitfolgen. Die Übergänge zwischen quarzreichem Quarzphyllit und normalem Quarzphyllit sind jedoch fließend. Die auskartierten Lagen sollen daher exemplarisch den petrographischen Trend, den lithologischen Wechsel und damit die Raumlage der Folgen abbilden. Das makroskopische Gefüge aus der Geländebobachtung ist identisch mit den bisher aufgenommenen Quarzphyllit–Bereichen (HEINISCH, Jb. Geol. B.–A., 151/1+2, 123–125, 2011; Jb. Geol. B.–A., 152/1–4, 261–262 und 262–264, 2012). Es zeigt intensive Kleinfältelung. Überschneidungsrelationen belegen mindestens drei Falten- und Schieferungsgenerationen. Die Durchschieferung der Quarzphyllite in verschiedenen Raumrichtungen hebt sich in der Summe hinsichtlich der Teilbarkeit auf und führt makroskopisch zur Absonderung von Megablöcken, wie sie eigentlich nur bei massigen Gesteinen zu erwarten wären (vgl. Abschnitt Massenbewegungen).

Eine erste dünnchliffpetrographische Bearbeitung bestätigt die Zuordnung des gesamten kartierten Bereiches zum Innsbrucker Quarzphyllit. Es zeigen sich in wechselndem

Umfang Gefügedomänen mit granoblastischem Quarz/Albitpflaster und Hellglimmer/Chlorit-Domänen. Die Chlorite sind grobschichtig und als Pseudomorphosen nach Biotit zu betrachten. Sie sind damit durch retrograde Umbildung entstanden.

Jüngere Schieferungsflächen, die mit serizitischem Filz belegt sind (vgl. HEINISCH, 2013), zerstören in wechselnder Intensität die älteren granoblastischen Gefüge. Diese sind aber auf jeden Fall in Mikrolithons erhalten.

Das Probenraster ist bei einer feldgeologischen Hochgebirgskartierung naturgemäß gering. Es wurde dennoch versucht, mit Übersignaturen auffällig grobkristalline Bereiche zu kennzeichnen, die petrographisch exakter als diaphoritische Glimmerschiefer anzusprechen wären. Die in unserer Arbeitsgruppe angewandte Definition von Quarzphyllit bleibt weiter gültig:

- Mehrphasige Deformations- und Kristallisationsabfolgen.
- Peak-Metamorphose erreicht die Biotit-Stabilität.
- Spätere quantitative Umbildung von Biotit zu Chlorit.

Sobald die Gesteine makroskopisch Biotit oder/und Granat enthalten, wurden sie den Steinkogelschiefern zugeordnet.

Grünschiefer

Als einziger zuverlässiger Leithorizont erweist sich wiederum ein Grünschieferzug. Dieser ist petrographisch identisch mit dem in den zurückliegenden Aufnahmen erfassten Grünschiefer vom Schafsiedel-Wildalmseen.

Der neu erfasste Grünschiefer kommt mit steiler Raumlage aus dem Frommbachtal, quert in der Scharte zwischen Kleefeldalm und westlichem Salzachgeier den Gipfelgrat und bildet dann in flacher Raumlage den Südrand des Höhenrückens zwischen Müllach-Hochalm und Salzachalm. Im Vergleich zu den Quarziten ist er nur mäßig wandbildend, aber geomorphologisch nicht ganz ohne Bedeutung. Die Gesteine erscheinen im Gelände blaugrün und fallen durch eine vergleichsweise plattig-dickbankige Absonderung auf.

Völlig identisch zum Grünschiefer des Schafsiedels (2.447 m) handelt es sich auch hier um einen retrograd metamorphen Amphibolit mit reliktscher gemeiner Hornblende, Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit und Calcit neben Erzphasen.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Das Generalstreichen ist trotz intensiver Kleinfaltung anhand der Glimmerquarzite einigermaßen rekonstruierbar. Bestätigt wird dies durch den einzigen zweifelsfreien Leithorizont in Gestalt des Grünschieferzuges der Salzachalm. Die Gesteine ziehen vertikal bis steil gestellt, NW–SE streichend aus dem Frommbachtal herauf. Im Bereich des Gipfelgrats (Kleefeldkopf, Salzachgeier, Fünfmandling) setzt eine durchgängige Faltung ein, die einen Übergang zu flacher bis mittelsteiler Raumlage (maximal 45° Nord) mit anhaltendem W–E Streichen verursacht. Im südlichen Gebietsteil, welcher den Westhang des Müllachbaches bis Königsleiten einnimmt, herrscht straff vertikales W–E Streichen der Quarzphyllit-Quarzit-Wechselfolgen.

Der Faltenkern im Bereich Salzachgeier–Kleefeldkopf bildet eine Art Spezialfaltenknäuel aus. Die sichtbaren, gemessenen Kleinfaltenachsen liegen in der Foliation, sind meist horizontal, vereinzelt tauchen sie bis 20° sowohl nach Westen, wie nach Osten ab. Die aus der Großfaltenstruktur ableitbare Achse korrespondiert nicht mit den Kleinfalten und taucht mittelsteil nach NNE ab. Es handelt sich daher um eine spätere Wiederfaltung bereits stark gefalteter Strukturen. Die Aufdopplung des Grünschieferzuges gleicher Petrographie und Mächtigkeit (einerseits Schafsiedel, andererseits Salzachalm) nährt den Verdacht, dass es sich um zwei Schenkel einer großen Tauchfalte handeln könnte. Im bisher kartierten Gebiet kommt es nicht zum Faltenschluss. Damit ist die mögliche Abtauchrichtung der Achse auch nicht feststellbar. Möglicherweise wäre das weiter im Westen auf ÖK Blatt 120 Wörgl nachweisbar geworden. Nach dieser Theorie wäre der Faltenkern im Bereich der Quarzite des Salzachgeier-Stocks gelegen.

Diese gesamte Deformation spielte sich im duktilen Bereich ab. Laufende Forschungen sollen klären, ob diese tektonischen Phasen ererbte variszische Strukturen darstellen oder alpidische Ereignisse abbilden.

Sprödstörungen sind im betrachteten Abschnitt ziemlich unbedeutend. Sie sind Ausdruck des Kompetenzkontrastes zwischen den rigiden Quarzitdomänen der Gipfel (Salzachgeier) und den etwas weniger kompetenten umrahmenden Quarzphyllitaren. Es kommt hier zu blattverschiebenden Relativbewegungen von maximal 100 m. Dies lässt sich nur dort zweifelsfrei feststellen, wo der erwähnte Grünschieferzug in die Bewegungen einbezogen wurde.

Quartär, Massenbewegungen

Das Gebiet weist eine ausgeprägte Karbildung auf. Die Kare sind mit geringmächtigen Lokalmoränen ausgekleidet. Sehr häufig sind hier Moorbildungen (u.a. Schwebenboden, Salzachursprung). Grund-Fernmoräne findet sich merklich nur im Randbereich zur Transfluenzzone des Salzachjochs (Markkirchl).

Aufgrund des reichlich vorhandenen Blockschutts aus quarzreichem Quarzphyllit und Glimmerquarziten sind sowohl klar erkennbare Wallmoränen als auch fossile Blockgletscher ausscheidbar. Hier ist auf das Umfeld des Fünfmandlings und der beiden Salzachgeier hinzuweisen. Namen wie „Steinkarl“ rühren von den weitflächigen Blockschuttansammlungen her.

Bedingt durch die Lithologie zeigt der gesamte Gratbereich massive Bergzerreibungen, besonders eingängig an der Nebelkarspitze (2.339 m), deren Flanken treppenförmig sowohl Richtung Frommbach als auch Richtung Müllachbach absacken. Entsprechend liegen sowohl im Frommbachtal als auch im Müllachtal bereits ausgelöste größere Sturzmassen. Die Relation zwischen Hauptstreichrichtung und Hangneigung steuert exemplarisch die Intensität der Hangbewegungen. Nach Umbiegen des Müllachbaches in W–E Richtung sind die gesamten Talflanken komplett instabil. Die hier eher langsamen Kriechbewegungen führten zum Talzusub mit Bildung eines sekundären V-Tals (zwischen Müllach-Grundalm und Mottland-Grundalm).

Die morphologischen Formen, insbesondere der Blockgletscher, sollten unter Einbeziehung von Laserscan-Daten validiert werden.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Stillupgrund (oberhalb Waldlalm) auf Blatt 150 Mayrhofen

JANUSZ MAGIERA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Roughly 40 % of the investigated area is coated with Quaternary sediments. In the remaining part, solid bedrock shows on the surface or is covered only with thin or dispersed drift. Three main genetic types of Quaternary sediments occur in the area: glacial (s. l.), alluvial and slope or residual, all of which originate from the Late Quaternary age or have been formed recently. Glacial sediments (moraines, outwash) occur mainly in the hanging valleys that surround the main valley and occupy a much smaller area in the back (SE) part of the main valley. Alluvial deposits (contemporary channel debris and alluvial fans) cover the floor and lower parts of the Stillup valley slopes. Scree, slope debris and boulders occur commonly in patches over the whole area.

Glacial sediments (ss)

End- and (less frequently) lateral moraines form well-pronounced and impressive sedimentary landforms in the valley. The most extensive and the highest ones occur on the NE, N and NW slopes of the main Zillertaler Alpen ridge, below the Greizer Spitze peak, Grosser Löffler peak, Keilbach Spitze peak and Wollbach Spitze peak. They occur at ca. 2,100–2,600 m a.s.l., reaching as high as 2,700 m at the margins of contemporary glaciers (e.g. at the western margin of Östliches Stillpukes glacier, at the eastern margin of Löfflerkees glacier) or even a little above 3,000 m a.s.l. (west of the Vordere- and Hintere Stangenspitze peak). Remnants of terminal and lateral moraines are preserved at considerably lower altitudes, in the lower parts of Madereggkar (1,960–2,390 m a.s.l.), Weißkar (2,130–2,350 m a.s.l.), Sonntagskar (2,100–2,300 m a.s.l.) and in Stapfelalm (1,570–1,840 m a.s.l.).

The age of the moraines can be partly determined with the use of topographic maps with the scale of 1:75,000 and 1:25,000 of Austria's "Dritte Landesaufnahme", surveyed in the years 1887–1889 (sheets 5147 and 5147/3). The extent of the glaciers shown on these maps points clearly that the moraines located between 2,410 and 2,750 m a.s.l. on the NE rim of the valley (in Madereggkar, Weißkar and in Sonntagskar) and between 1,990 and 2,520 m a.s.l. on its SW rim (in Lappenkar, Birbergkar and Finsterkar) were deposited during the Little Ice Age (roughly in the middle of the 19th century). Glaciers infilling SW cirques of the Stillup valley were apparently longer than those in NE cirques, probably due to more favorable conditions of sedimentation of snow on a lee side of the ridge bordering the valley from SW. The glaciers that filled large cirques N of the main Zillertaler Alpen ridge (Löfflerkar, Eiskar and nameless cirque actually occupied by the Östliches Stillpukes) ended at the height of 2,250–2,400 m a.s.l., i.e.

not much lower than the present glaciers (Westliches and Östliches Stillpukes, 2,300–2,550 m a.s.l.), which benefit from favourite position in a "shade" of north facing slopes and walls and haven't "retreated" much since the Little Ice Age. Older moraines, probably from the Egesen (Younger Dryas) stage are preserved around and N of Stapfelalm (1,575–1,730 m a.s.l.) and in the lower parts of Sonntagskar, Weißkar and Madereggkar (1,900–2,400 m a.s.l.). They form the low ridges that can hardly be seen in the field, but can easily be detected on airborne images and on the shaded DEM.

Younger, post-Little Ice Age glaciers left their end- and lateral moraines mainly high on the N slopes of the main ridge (2,100–2,740 m a.s.l.). The glaciers of that age were much smaller in other cirques surrounding the main valley. They left their end moraines there at the altitude of 2,450–3,000 m a.s.l.

Only a few of contemporary glaciers form end moraines. They are rather small, relict cirque glaciers terminating on steep slopes, where no or only some sediments can accumulate.

One rock glacier was found in Lappenkar, below the Lappenscharte pass. It is probably still active, as there are several ridges of freshly pushed-up material. Another one exists probably just N of the Grüne-Wand-Spitze peak, ca. 200 m below it. It is a large field of blocks, infilling a cirque and showing no traces of activity.

Large parts of the floors and slopes of the cirques are coated with slightly rounded blocks and debris, which probably represent the remnants of the moraines, washed out and transformed by consecutive periglacial processes. Similarly, poorly sorted and more angular debris and blocks, infilling terminal depressions or, more generally, located on the proximal side of the end moraines, are interpreted as ablation moraines. Both have been provisionally subdivided into three age events: Little Ice Age (ca. 1850), older (Egesen) and younger (20th century), based on their relationships to the end- and lateral moraines.

Fluvio- and limnoglacial sediments

Debris and block fields located in the forefield of the end moraines that reveal a fluidal pattern on aerial photographs and an orthofotomap have been interpreted as fluvio-glacial (outwash) sediments. They are quite common on gently dipping surfaces of all cirques surrounding the Stillup valley as well as in the valley itself. The debris can be assigned to the Little Ice Age glaciation or to younger glacial stages, including contemporary glaciers. The block fields form flat and vast fluvio-glacial fans in its uppermost part above the Taxachalm. They were probably formed by melt-water streams during all glacial events of the Holocene. The narrow and discontinuous fluvio-glacial terrace stretches along the Stillupbach River. Its upper surface reaches as high as 3–7 m above the river level. It is the only terrace visible in the Stillup valley. It was formed generally in the Holocene. It reflects periods of intense outwash carrying and laying down more load, therefore connected with intense glacier melting out.

Relatively more fine grained sediments (mud and coarse sand with admixture of debris and poorly rounded gravel) partly fill terminal depression of the Östliches Stillpukees glacier and form a well-pronounced limnoglacial plain dissected by an actual meltwater creek. A small ephemeral lake can be found there too.

Periglacial sediments

Periglacial phenomena (frost cracking, frost heaving, solifluction etc.) have been active since the "retreat" of the Würm and Holocene glaciers. They have affected both the sediments and landforms created earlier as well as solid bedrock. Original glacial (s.l.) sediments have been reworked and have lost their diagnostic features. Therefore, the large fields of what originally was a glacial sediment (moraine: ablation, basal etc.) can now only be interpreted as unspecified moraine remnants. The most pronounced result of the frost phenomenon is the formation of vast fields of blocks, which occur in patches almost over the whole area above the valley. Finally, slope debris and scree are the results of the same phenomenon. The building of the block fields and slope sedi-

ments continues till today. Older layers are covered by younger ones. Therefore, their age cannot be specified as among the block fields or slope debris older, e.g. early Holocene remnants are equally probable to contemporary ones.

Fluvial sediments and landforms

The narrow valley floor does not leave much room for alluvium to be accumulated. It is merely a narrow zone of wild braided river sediments (poorly rounded gravel, coarse sand and loam) that fills the dissection of the fluvio-glacial terrace. A much larger part of the valley slopes are covered with coarse-grained, poorly-rounded debris and blocks deposited by tributaries and forming large alluvial fans. The largest fans have been formed below the mouths of relatively small cirques hanging immediately over the main valley (e.g. Finsterkarl and a no-name cirque N of it), while much larger cirques located farther and higher from the main valley have formed much smaller fans. This is probably due to more favourable conditions for laying down washed-out load on the slopes below the cirques, but still high above the valley slopes.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

FRITZ EBNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach dem Erstellen der digitalen Manuskriptvorlage für das Kartenblatt 163 Voitsberg (Geol. B.-A., 2008) wurden im Berichtsjahr 2012 folgende Tätigkeiten durchgeführt:

1. Begehungen/Befahrungen entlang der Hauptbewegungslinien im Gesamtbereich des Kartenblattes zur Dokumentation neuer Aufschlussituationen.
2. Begehungen im Bereich Pfaffenkogel und NW von Rein, da hier nach der Sturmkatastrophe „Paula“ im Jahr 2008 zahlreiche neue Forstwege zur Bewältigung der Forstschäden angelegt wurden.
3. Begehungen im Raum Voitsberg zur Klärung der Grenzsituation der Raasberg-Formation zum unterlagernden Kristallin und der Schöckel-Formation.

Alle Korrekturen/Änderungen werden direkt in die digitale Manuskriptvorlage eingebracht. Die nachstehend angeführten Beobachtungen beziehen sich auf die oben genannten Berichtspunkte 2 und 3.

Am Pfaffenkogel (S Kleinstübing) sind die unter den Dolomiten der Flösserkogel-Formation (Pfaffenkogel-Subformation) liegenden dolomitischen Silt- und Sandsteine (Göstinggraben-Subformation) nun dank der neuen Forstwegaufschlüsse besser gegen die Dolomite abzugrenzen. Bei der Bahnübersetzung (ca. 1 km N des Freilichtmuseums) wird die Göstinggraben-Subformation im S von einer WNW verlaufenden Störung begrenzt. Der NE Hangfuß des Pfaffenkogels, in der Manuskriptvorlage als Bergsturzmaterial ausgewiesen, ist aufgrund der besseren Aufschlussituation nun als Hangschuttareal zu klassifizieren.

Am Gsollerkogel (NE Rein) wurde eine Weidefläche NW Kote 668 m ursprünglich als hochliegendes Neogen angesprochen (EBNER, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, 99–131, 2 Kt., 1983). Einige Aufschlüsse zeigen nun aber, dass in diesem Bereich tiefgründige Bodenbildungen über siltig-sandig dominierten Bereichen der dolomitischen Flösserkogel-Formation auftreten.

Im Bereich Rein-Pleschkogel-Heiggerkogel-Mühlbacherkogel ist das Unter- bis Mitteldevon durch die fazielle Verzahnung der dolomitisch dominierten Flösserkogel-Formation zur kalkigen Heigger-Formation gekennzeichnet. Die monotone Ausbildung der Schichtfolgen erschwert die Abgrenzung der einzelnen Subformationen der Flösserkogel-Formation, von denen lediglich die Pfaffenkogel-Subformation mit massigen Dolomiten im Bereich des Hochsteins (Kote 925 m) auch morphologisch gut erkennbar ist. NE des Treffenberges und Mitterkogels wurden in den Dolomiten geringmächtige Einschaltungen von Tuffiten gefunden. Die rotbraunen Gesteine zeigen im Schliff in einer dolomitisch-serizitischen Matrix eckige bis gerundete klastische Quarzkörner, stark serizitierten Plagioklas und vereinzelt Blasen Hohlräume. Sie sind vergleichbar mit Tuffen, die S des 2012 begangenen Areals vor Jahren auch im Pechelgraben in einer Nahposition der Göstinggraben-Subformation zu Dolomiten der Flösserkogel-Formation festgestellt wurden. Die Tuffe des Pechelgrabens zeichnen sich aber durch die Dominanz und besser erhaltene magmatische Plagioklasen (mit Plagioklasleisten) aus. Die Tuffe/Tuffite können mit den basischen vulkanischen Einschaltungen der Admonterkogel-Subformation auf Blatt 164 Graz parallelisiert werden, wo sie im Grenzbereich der Göstinggraben-Subformation zu den hangenden Dolomiten auftreten (FLÜGEL et al., Geol. Karte d. Rep. Österr. 1:50.000, Bl. 164 Graz, Geol. B.-A., 2011).

Die neuen Forstwege erlauben auch eine bessere Abgrenzung der basalen siltig/sandig betonten Subformationen (Göstinggraben-Subformation, Treffenberg-Subformation) zu den dolomitisch betonten höheren Anteilen der Flösserkogel-Formation und zur Pleschkogel-Subformation, die sich durch die Ausbildung bankiger Dolomite mit Einschaltung grauer Kalklagen auszeichnet und mit der Heigger-Formation (Bankkalke, Kalkschiefer, Siltschiefer) verzahnt. Dadurch kann auch eine 2 bis 3 phasige spätalpidische Bruchtektonik definiert werden (von alt nach jung: E-W; NW-SE; N-S Systeme).

Vom Kehrerbach im S treten bis zum Hörgasgraben nach N drei Blöcke (1. Pleschkogel-Mitterkogel; 2. Heigger-/Walzkogel-W Treffenberg; 3. Mühlbacher Kogel-Hochstein-Treffenberg) auf, die durch E-W bis NW-SE streichende Störungen begrenzt sind und in denen an der Basis siltig/sandig dominierte Abfolgen (Göstinggraben-Subformation; Treffenberg-Subformation) von Dolomiten der Flösserkogel-Formation überlagert werden. Im mittleren Block wird durch die Störungstektonik die Abfolge (Göstinggraben-Subformation bis Pleschkogel-Subformation) dupliziert. Nach W ist in diesem Block auch die Faziesverzahnung zur Heigger-Formation gut aufgeschlossen.

Im Bereich Voitsberg wird der Grenzbereich zwischen dem Grazer Paläozoikum und dem tektonisch unterlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystem durch gelblich sandige Dolomite eingenommen, die der ? unter- bis mitteldevonischen Raasberg-Formation zugeordnet werden. Der Kontakt zu den Kalken der Schöckel-Formation, die NW der Raasberg-Formation im Bereich Piber auftreten, ist durch Kohle führendes Neogen maskiert. Im S zeigen zwei Bereiche [SSW Rosental und am Wanderweg Nr. 4 („Auf der Sonnenseite der Stadt Voitsberg“ zur Ruine Voitsberg)], dass Gesteine der Raasberg-Formation unmittelbar vom Kristallin (Staurolithglimmerschiefer) unterlagert werden. Am genannten Wanderweg zeigt der Grenzbereich an der Basis der Raasberg-Formation intern verfaltete gebankte Dolomite (zuerst dunkelgrau, dann heller) mit Einschaltung geringmächtiger Phyllite, Quarzknuern sowie Muskovit und Biotit führender Schiefer.

SSW Voitsberg finden sich Bereich der Raasberg-Formation immer wieder Lesesteine von dunkelgrauen Phylliten, die aufgrund der dichten Verbauung und schlechten Aufschlussituation nicht kartierbar sind. Ebenso sind in den Dolomiten zwischen Rosental und Schloß Greisenegg immer wieder geringmächtige Einschaltungen phyllitischer Gesteine in den Dolomiten feststellbar. Im Dünnschliff zeigen die intensiv geschieferten und verfalteten Phyllite bereits eine Muskovit/Serizit-Führung und stark zerscherte Quarz-/Karbonatlagen. Da Relikte eines höher metamorphen Mineralbestandes (Granat, Staurolith)

nicht feststellbar sind, werden die Phyllite als Bestand der Raasberg-Formation angesehen. Die Dolomite der Raasberg-Formation sind meist zuckerkörnig und gelblichgrau gefärbt. Im Dünnschliff zeigen diese Dolomite ein Karbonat-Quarz-Pflastergefüge, Serizit/Muskovit-Führung und bisweilen Andeutung einer Schieferung.

Ein weiteres Areal mit grauen Phylliten im Verband mit Dolomiten der Raasberg-Formation liegt SE der Peter Leitner-Siedlung (S der Oberdorfer Westmulde). Aber auch hier sind die Phyllitareale bestenfalls durch Lesesteinfunde andeutungsweise abgrenzbar. Die Position zu den Dolomiten, die NW des Lesesteinareals im Untergrund der Peter Leitner-Siedlung auftreten, ist unklar.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

GERD RANTITSCH, WOLFGANG HASENBURGER,
KARIN PONGRATZ, CHRISTIAN PREUER, ROMAN RAUCH,
SABRINA REISS, MARTIN RIEDL, SARAH SCHNEIDER,
SONJA SCHWABL & CHRISTINA STOCKER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Grenze zwischen Grazer Paläozoikum und Gleinalmkristallin am Blatt 163 Voitsberg zwischen dem Forstbauerngraben und Übelbach neu aufgenommen. Die geologische Karte im Maßstab 1:10.000 zeigt die Nordwestgrenze des Grazer Paläozoikums als eine steil nach SSE einfallende, sinistrale Seitenverschiebung, die das Gleinalmkristallin (Amphibolit, Bänderamphibolit, Schwarzschiefer, Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Marmor, Silikatmarmor, Quarzit und Pegmatit) vom Grazer Paläozoikum (Schwarzschiefer, Granat führender Schwarzschiefer, Grünschiefer, Kalkschiefer, Dolomit, massiger Kalk, Kieselkalk) trennt. Die Gesteine des Gleinalmkristallins sind dem Glimmerschiefer-Marmor-Komplex zuzuordnen. Südlich davon befinden sich die devonische Schönberg- und Kogler-Formation im Grazer Paläozoikum. Das generelle Streichen entlang der Störung ist WSW-ENE. Die Gefügedaten zeigen eine etwa 45° nach SE-SSE einfallende, penetrative Schieferung. Nordwest vergente Falten sind auf die NNW-SSE gerichtete, eoalpidische Überschiebung zurückzuführen. Aus Harnischstrukturen ist die nachfolgende WSW-ENE gerichtete, oberkretazische Extensionstektonik zu erkennen. Als bemerkenswert erscheint das lokale Auftreten von Granat in der Schönberg-Formation am direkten Kontakt zum Gleinalmkristallin (am Sattel südwestlich Lex), was das Modell von RANTITSCH et al., *Tectonophysics*, 411, 57-72, 2005, bestätigt.

Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

JENNIFER ZWICKER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Kartierungsgebiet stellt die westliche Fortsetzung der in den Jahren 2004, 2005 und 2006 von Gerlinde Habler bearbeiteten Gesteinseinheiten dar. Das Arbeitsgebiet befindet sich in der westlichen Kreuzeckgruppe und erstreckt sich von N-NW der Kreuzscharte über ein Gebiet NE-N-NW des Roten Beil (2.497 m) und NE-N-NW des Taubichl (2.462 m). Weiter am Grat des Taubichl zum Wallischalmkopf (2.432 m) und über das Klingentörl (2.382 m) bis zum Gipfel des Moritzhorns (2.546 m), der die westliche Grenze des Kartierungsgebietes darstellt. Die westliche Grenze verläuft dann weiter südlich des Moritzhorns über das Ochsenalmtörl nahe dem Sandfeldtörl bis zu den Striedner Kammern. Zusätzlich beinhaltet das Kartierungsgebiet den Bereich der Zwickenberger Ochsenalm inklusive dem Gebiet W-SW-S der Ochsenalm bis über den Mokarbach zur östlichen Grenze nördlich und südlich der Halterhütte.

Im Zuge der lithologischen und strukturellen Beschreibung des Arbeitsgebietes wird Bezug auf die oben genannten Kartierungsberichte von Gerlinde Habler genommen.

Strukturgeologische Charakterisierung des Arbeitsgebietes

Lage der Hauptschieferungsflächen

Das Einfallen der Hauptschieferungsflächen ist im Arbeitsgebiet größtenteils nach W-NW gerichtet, jedoch sind lokale Abweichungen festzustellen. Im Bereich WSW des Taubichl und im Gebiet des Wallischalmkopfes fallen die Hauptschieferungsflächen flach nach W ein. Alle Hauptschieferungsflächen im Bereich Taubichl fallen mittelsteil bis steil nach Westen bzw. Nordwesten ein. Unterhalb des Wanderweges von der Hugo-Gerbers-Hütte zum Anna Schutzhaus, südlich und südöstlich des Wallischalmkopfes bzw. südlich bis südöstlich des Klingentörls und östlich vom Ochsenalmtörl (mittlerer und östlicher Teil der Zwickenberger Ochsenalm) bis zur Begrenzung der Grundmoräne fallen die Hauptschieferungsflächen flach bis mittelsteil (5° – 30°) nach W-WSW-SSW-SE oder NW ein. In diesem Geländebereich sind die Hauptschieferungsflächen und die lithologischen Kontakte um eine E-W Achse (D4) verfaltet.

Am Grat vom Klingentörl bis zum Moritzhorn, bzw. am Moritzhorn selbst, zeigen die Hauptschieferungsflächen ein Einfallen flach nach W. Südlich unterhalb des Moritzhorns an der westlichen Grenze des Kartierungsgebietes bis zu den Striedner Kammern bzw. im westlichen Teil der Zwickenberger Ochsenalm fallen die Hauptschieferungsflächen flach bis mittelsteil W-SW ein. Im Bereich südlich der Ochsenalm und nördlich des Mokarbaches bzw. von N-NW der Halterhütte bis zum Mokarbach fallen die Hauptschieferungsflächen flach bis mittelsteil nach W-NW ein. An der NNE-Grenze des Kartierungsgebietes, im Bereich NW der Kreuzscharte, zeigen die Hauptschiefer-

ungsflächen ein flaches (5° – 15°) Einfallen nach NE-SE. Im Arbeitsgebiet direkt am bzw. beim Roten Beil fallen die Hauptschieferungsflächen mittelsteil bis steil nach W-NW ein. Hingegen zeigen im Bereich N-NE bzw. NW vom Roten Beil bis zur Grenze des Kartierungsgebietes im NE die Hauptschieferungsflächen vor allem ein mittelsteil bis steiles Einfallen in Richtung SSW-S (vereinzelt nur nach W).

Lineare auf Hauptschieferungsflächen

Im gesamten Arbeitsgebiet treten SW-NE streichende Streckungslineare auf. Diese Streckungslineare zeigen ein Maximum in Richtung 224° bzw. 40° bei flachem Einfallen, wobei das Maximum des Einfallens zwischen 7° und 12° liegt. Die Streckungslineare in den Granat-Glimmerschiefern bzw. quarzreichen Granat-Glimmerschiefern werden durch Hellglimmer repräsentiert. In kompetenten Lithologien wie im Amphibolit durch Amphibol-Mineralen (Hornblende) bzw. vereinzelt auch durch Chlorit. In den Porphyroidgneisen werden Streckungslineare durch Feldspat, Quarz und Hellglimmer dargestellt und in den quarzitischen Gneisen durch Quarz bzw. Biotit. Diese Daten stimmen mit jenen Messungen von HÄBLER (Jb. Geol. B.-A., 146, 107–111, 2006) überein, die im östlich angrenzenden Gelände flach nach SW-SSW einfallende Streckungslineare beschrieb, die parallel zu den Intersektionslinearen und einer Faltenachse der penetrativen intrafolialen Faltung (an Quarzlagen ersichtlich) verlaufen. Diese Deformationsstrukturelemente sind während der variszischen hochtemperierten (P-T-Peak) Deformationsphase (D1) angelegt worden.

Im Kartierungsgebiet sind zwei Richtungen von Krenulationslinearen nachzuweisen, welche N-S bzw. E-W streichen und flaches Einfallen (7° – 27°) zeigen. Krenulationslineare sind häufig auf die Hauptlithologie, die Granat-Glimmerschiefer beschränkt, aber auch im Amphibolit untergeordnet zu erkennen. Die Krenulation zeigt Wellenlängen im mm-Bereich. Die N-S gerichtete Krenulation steht vermutlich im Zusammenhang mit einer E-W Verkürzung, die auch eine Faltung generierte. Selbiges ist auch für die E-W streichende Krenulation anzunehmen, welche eine Faltengeneration ausbildet (N-S Verkürzung).

Im Arbeitsgebiet wurden Intersektionslineare gemessen, wobei zwei bevorzugte Richtungen repräsentiert sind. Ein Intersektionslinear streicht E-W (max. 273°) und das zweite NW-SE (max. 325°). Beide haben einen mittleren Einfallswinkel von 20° .

Faltenachsen und Achsenebenen

Im Kartierungsgebiet wurden vier Faltengenerationen festgestellt, welche sich in der Orientierung der Faltenachsen sowie dem Faltenstyp unterscheiden. Eine Faltengeneration bildet eine penetrative intrafoliale Faltung, deren Faltenachse parallel zum Streckungslinear SW streicht. Der Einfallswinkel beträgt 6° – 20° . Diese Faltung wurde während des Hauptdeformationsereignisses (D1) angelegt und ist im gesamten Arbeitsgebiet vor allem in den Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten verbreitet. Im Amphibolit ist ebenfalls eine intensive Boudinage dieser Faltung parallel zum Streckungslinear zu beobachten. Eine weitere Faltengeneration (isoklinale Scherfaltung) während D1

zeigt NW–SE streichende Faltenachsen mit mittelsteilen bis steilen NNE–NE einfallenden Achsenebenen.

Weit verbreitet sind N–S gerichtete Faltenachsen mit einem flachen Einfallswinkel von 4°–20°. Diese Falten- generation hat NE einfallende Achsenebenen. Eine weitere Falten- generation zeigt E–W streichende Achsen (D4). Diese Faltenachsen zeigen ein Maximum in Richtung 280° bei einem durchschnittlichen Einfallswinkel von 11°. Die Achsenebenen fallen hauptsächlich nach N–NE mit einem Winkel von durchschnittlich 53° ein. Untergeordnet ist ein W–SW Einfallen der Achsenebenen festzustellen.

Kinkachsen und Kinkebenen

Im Kartierungsgebiet sind kompressive Kinks bzw. konjugierte Kinks häufig und in allen Lithologien sichtbar. Sie haben flache NW–NE fallende Kinkachsen und NW–W–SW fallende Kinkebenen.

Harnischflächen und Harnischlineare

Die häufigsten Harnischflächen fallen mit einem durchschnittlichen Einfallswinkel von 55° mittelsteil bis steil nach N–NE ein. Die Harnischlineare sind entweder subhorizontal oder haben einen Einfallswinkel von 35°–60°.

Zusammenfassung der Deformationsphasen

Bezugnehmend auf die Deformationsstrukturabfolge, die im angrenzenden Arbeitsgebiet beschrieben wurde (HABLER, 2006), sind folgende Deformationsphasen im Arbeitsgebiet festzustellen. Angaben zu den Deformationstemperaturen beruhen auf Untersuchungen des Verformungsverhaltens von Quarz, Feldspat, Glimmer, Granat und Amphibol anhand von Durchlichtmikroskopie.

D0 (metamorpher Lagenbau): Das älteste beobachtete Deformationsgefüge wird durch einen metamorphen Lagenbau von Quarz-Hellglimmerlagen, sowie eine Vorzugsorientierung von Ilmenit-Leisten dargestellt (S0). Es handelt sich dabei um eine mylonitische Foliation, da ein SW–NE streichendes Streckungslinear auf den Foliationsflächen bevorzugt an Quarzknuern im Granat-Glimmerschiefer, aber auch im Amphibolit und Porphyroidgneis ausgebildet ist. Außerdem liegen die Mineralphasen in S0 Schieferungsdomänen feinkörniger vor als jene Phasen in D1 Hauptstrukturelementen.

D1 (oberste Grünschieferfazies / unterste Amphibolitfazies): Die Hauptschieferungsbildung im Arbeitsgebiet wird der D1 Deformationsphase zugeordnet. Hierbei wurden die S0 Flächen der Granat-Glimmerschiefer bzw. Amphibolite um eine Faltenachse parallel zum Streckungslinear verfaltet und bilden eine penetrative intrafoliale Faltung im metamorphen Lagenbau. Dabei werden eine Achsen- ebenenschieferung und SW–SSW streichende Intersektionslineare ausgebildet. Diese intrafoliale Verfaltung wird während dieser Deformationsphase parallel zum Streckungslinear boudiniert. Ilmeniteinschlüsse zeichnen verfaltete S0 Flächen als Einschlussgefüge im Granat nach. Auch eine Scherfaltung mit NW–SE streichenden Achsen ist möglicherweise zu D1 zugehörig.

D2 (mittlere Grünschieferfazies): Lokal sind Beobachtungen von Scherdeformationen festzustellen, die einen Schersinn Top nach SW zeigen.

D3 (untere Grünschieferfazies): Im gesamten Kartierungsgebiet ist eine intensive Krenulation mit N–S streichenden Krenulationsachsen zu beobachten. Die Krenulation zeigt Wellenlängen im mm-Bereich und ist vor allem im Gra-

nat-Glimmerschiefer deutlich ausgeprägt. Die Verformung lässt auf eine regionale, E–W gerichtete Verkürzung schließen und führte auch zu einer Verfaltung.

D4 (unterste Grünschieferfazies): Dieses Deformationsereignis stellt eine Faltung um eine E–W streichende Achse dar, welche auch die lithologischen Kontaktflächen im Arbeitsgebiet erfasst. Durch dieses Ereignis wird jedoch keine durchgreifende neue Schieferung ausgebildet.

D5 (spröde-duktiler Übergangsbereich): Häufig verbreitet sind kompressive bzw. konjugierte Kinks mit mittelsteilen NW–NE fallenden Kinkachsen und W–NW und SW fallenden Kinkebenen. Kinks treten lokal sehr begrenzt auf und werden in Annäherung zu spröde-duktilen Scherzonen zunehmend intensiver.

Räumliche Verbreitung der Lithologien des Arbeitsgebietes

Die Hauptlithologie im Arbeitsgebiet stellen Metasedimente bzw. Metapelite dar. Der Hauptgesteinstyp Granat-Glimmerschiefer lässt sich als Granat-Chlorit-Muskovit-Quarz-Schiefer ansprechen. Die Schiefer zeigen einen metamorphen Lagenbau, in dem Granat-Klasten in einer grauen fein bis mittelschuppigen bzw. mittelkörnigen Quarz-Muskovit-Chlorit-Matrix eingebettet sind. Diese Schiefer sind durchzogen mit Quarz-Mobilisaten im mm- bis cm-Bereich, welche oft Quarzknuern bilden. Der Granat-Gehalt variiert im cm- bis dm-Maßstab.

Westlich des Wallischalmkopfes wird dieser Hauptgesteinstyp jedoch von einer neuen deutlich zu unterscheidenden Lithologie, dem quarzreichen Granat-Glimmerschiefer abgelöst. Dieser wird von mehreren cm- bis m-dicken Quarzlagen dominiert, während Glimmer und Granat führende Lagen in den Hintergrund treten. In den bis zu einigen Metern mächtigen Quarzlagen befinden sich nur vereinzelt Granate und diese Lithologie zeigt einen gebankten Lagenbau. Ab dem Wallischalmkopf bis zum Moritzhorn (Richtung Westen) ist ein Trend zu quarzreicheren Lithologien, in denen der Biotit-Gehalt zunimmt, festzustellen. Eine als quarzitischer Gneis anzusprechende Lithologie baut anschließend das Moritzhorn auf. Diese Gneise bestehen hauptsächlich aus Quarz, bilden gebankte Körper und führen dm-mächtige Feldspatlagen.

An den lithologischen Grenzen zwischen dem Granat-Glimmerschiefer und Amphibolit sind öfter geringmächtige Kalksilikatgesteine ausgebildet, die sehr reich an Kalzium sind, grobkörnige Hornblende führen, stark chloritisierte Granate zeigen und sehr feldspatreich sind. Die Amphibolit-Körper im Arbeitsgebiet bestehen aus Wechsella- gerungen von feinkörnigen und grobkörnigen Hornblenden, die typische Garben ausbilden. Häufig sind mm- bis cm-mächtige Feldspat-Quarzlagen in den Amphiboliten. In vielen Bereichen sind die Amphibolite stark mylonitisiert und die Hornblenden liegen sehr feinkörnig vor.

Die Porphyroidgneise im Kartierungsgebiet sind in drei lithologische Subgruppen unterteilt. Ein Porphyroidgneis bildet charakteristische, mesoskopisch erkennbare Feldspat-Klasten (Kalifeldspat, Plagioklas), die hingegen im feldspatreichen Paragneis zur Gänze fehlen. Die feldspatreichen Gneise führen keinen Granat und weisen eine Wechsella- gerung von Feldspat- und Glimmer-Domänen auf. Eine untergeordnete Lithologie im Arbeitsgebiet ist der dritte Typ, ein quarzitischer Porphyroidgneis, der eine charakteristische feinkörnige Plagioklas-Matrix aufweist.

Mikroskopische Charakterisierung der Lithologien

Granat-Glimmerschiefer / Granat-Chlorit-Muskovit-Quarz-Schiefer

Hauptbestandteile: Quarz, Muskovit, Chlorit, Plagioklas.
Nebenbestandteile: Granat, Ilmenit ± Biotit ± opake Phase.
Akzessorien: Turmalin, Apatit.

Petrographische Charakterisierung:

Das Gestein weist einen metamorphen Lagenbau auf, welcher durch die wechselnde Abfolge von Schieferungsdomänen und Microlithons gebildet wird. Microlithon-Domänen bestehen aus einer Paragenese mit Quarz, Plagioklas und Ilmenit, während in den Cleavage-Domänen Hellglimmer und Chlorit (in manchen Aufschlüssen auch Biotit) dominieren. Das Quarz-Gefüge in Microlithon-Bereichen der Hauptfoliation ist Großteils gut rekristallisiert und zeigt geradlinige Segmente von Tripelkorngrenzen. In grobkörnigen Quarzlagen (Quarz-Korngrößen ca. 2–1,5 mm) sind jedoch lobate Korngrenzen zu beobachten, welche auf die Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung, der „grain boundary migration“ (GBM)-Rekristallisation, zurückgeführt werden. Feinkörnigere Quarz-Feldspatlagen weisen Quarzkorngrößen von 0,25–0,07 mm auf. Sowohl grob- als auch feinkörnige Quarzkörner zeigen häufig undulöse Auslöschung, Deformationsbänder und Deformationslamellen, welche auf eine tieftemperierte Überprägung durch eine Verformung ohne durchgreifende Rekristallisation hinweisen.

Granat tritt mit Korngrößen von 8–2 mm hauptsächlich in hellglimmerreicheren Lagen auf. Granat weist durchwegs eine intensive spröde Deformation bzw. Brüche auf und erscheint häufig intensiv zu Chlorit und Feldspat abgebaut. Die Granate zeigen Einschlüsse von Quarz, Hellglimmer und Ilmenit. Im Bereich nördlich vom Roten Beil beim kleinen See zeigt Granat eine Sektorzonierung anhand von stark elongierten Quarz-Einschlüssen mit ausgeprägter Vorzugsorientierung in Abhängigkeit des Wachstumssektors von Granat. Manche Granate zeigen eine Atoll-Struktur, wobei der Granat im Kernbereich durch Albit, Hellglimmer und Chlorit ersetzt wurde. Ilmenit (0,25–0,05 mm) zeigt eine Vorzugsorientierung der gelenkten Kornform („shape preferred orientation“) durch Einregelung der Längsachse der Körner parallel zur Hauptfoliation. Turmalin bildet kleine (0,05–0,02 mm) idiomorphe Körner in der Matrix und weist einen Farb-Zonarbau auf.

Mikrostrukturelle Charakterisierung:

Das älteste zu beobachtende Strukturelement stellt ein metamorpher Lagenbau von Quarz und hellglimmerreichen Lagen dar (S0). Hellglimmer zeigen eine Vorzugsorientierung von der Basalebene der Hellglimmerflächen parallel zum metamorphen Lagenbau (S0). Dieser Lagenbau wird von Granat syntektonisch überwachsen (D1), da Einschlusszüge von Quarz und Ilmenit in Granat bereits verfaltete S0 Flächen nachzeichnen. Die Granatblastese erfolgt vermutlich syntektonisch zu dieser Faltung (D1).

Der Aufschluss direkt südlich unterhalb des Wallischalmkopfes am Wanderweg von der Hugo-Gerbers-Hütte zum Anna Schutzhaus weist Schneeball-Granat-Strukturen auf. Häufig ist die Hauptfoliation der Gesteinsmatrix (Externe Foliation) gegenüber der granat-internen Foliation verstellt. Dies weist darauf hin, dass die Hauptfoliationsbildung (D1–D2) nach der Granatblastese stattgefunden

oder diese zumindest überdauert hat. Lediglich in einem Aufschluss auf der Zwickenberger Ochsenalm hat Granat auch die Foliation (S2) überwachsen. Eine mikrostrukturelle Granatzonierung ist vorhanden, es ist jedoch unklar, ob diese mit einer chemischen Zonierung verbunden ist. Um Granatklasten ist häufig ein Strainschatten ausgebildet, der sich aus feinkörnigem Quarz und Plagioklas zusammensetzt. In diesen Domänen zeigt Quarz lobate Korngrenzen als Anzeichen von Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung.

Durch die rheologische Heterogenität in dieser Lithologie agieren die Granatklasten oft als Nukleationskeime für Kinks in der Gesteinsmatrix. Diese zeigen sich in den Glimmerdomänen durch eine Gitterverbiegung ohne Rekristallisation und verursachen in Quarzdomänen Bulging (tieftemperiertes Korngrenzenwandern). Es handelt sich um kompressive Kinks, die häufig konjungiert sind.

Des Weiteren ist vor allem in feinkörnigen Glimmerdomänen eine intensive Krenulation ausgebildet. Die Falten-scheitel der penetrativen intrafolialen Faltung (D1) zeigen eine gute Rekristallisation von Hellglimmer und Quarz. Letzterer weist gerade Korngrenzen auf oder zeigt untergeordnet lobate Korngrenzen als Hinweis auf Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung (GBM).

Quarzreicher Granat-Glimmerschiefer / Granat-Chlorit-Muskovit-Biotit-Quarz-Schiefer

Hauptbestandteile: Quarz, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Biotit.

Nebenbestandteil: Granat.

Akzessorien: Ilmenit, Turmalin, Zirkon.

Petrographische Charakterisierung:

Diese Lithologie wird hauptsächlich von Quarz aufgebaut. Der metamorphe Lagenbau besteht aus einer feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Matrix (mittlere Korngrößen 0,3–0,25 mm) mit gut rekristallisiertem Gefüge und geradlinigen Korngrenzsegmenten von Tripelkorngrenzen. Die Matrix wird von grobkörnigeren, reinen Quarzlagen durchzogen. Die Matrix-Paragenese setzt sich aus Quarz, Chlorit, Biotit und Muskovit zusammen. Lagenweise variieren die Chlorit- und Glimmergehalte. Granat besitzt Korngrößen von 4–2 mm und befindet sich in den geringmächtigen Glimmerlagen. Aufgrund des hohen Quarzgehaltes dieser Lithologie wächst Granat in Form von dünnen Säumen entlang der Quarz-Korngrenzen unter Ausbildung von netzartigen Internstrukturen. Ist Granat dagegen in Glimmerlagen gewachsen, so ist er frei von Einschlüssen. Bevorzugtes Wachstum entlang von Glimmerlagen führt zu einer elongierten oder geplätteten Granat-Kornform parallel der Hauptfoliation.

Mikrostrukturelle Charakterisierung:

Die Hauptfoliation dieser Lithologie stellt eine penetrative Achsenebenenschieferung (S1) dar. Die Faltung (D1) wird von grobkörnigen (Korngrößen 0,5–0,3 mm) Quarzlagen sowie von Hellglimmerlagen nachgezeichnet. Die Falten-schenkel werden von grobkörnigen Quarzkörnern aufgebaut, deren lobate Kornformen auf Rekristallisation durch „grain boundary migration“ hinweisen. Im Falten-scheitel von isoklinalen Falten (D1) erscheint Quarz mit kleineren Korngrößen gut rekristallisiert. Die Glimmer zeigen in Falten-scheiteln von D1 Strukturen ebenfalls gute Rekristalli-

sation anhand von Parkettgefügen. Eine spätere Überprägung der Schenkel- und Scheitelbereiche von D1 Falten bildete feinkörnig suturierte Quarz-Korngrenzen aufgrund von Bulging. Möglicherweise steht die undulöse Auslöschung von Quarz in Zusammenhang mit dieser Verformung unter Bedingungen der untersten Grünschiefer-Fazies (Faltung D4 oder Kinkbildung D5).

Amphibolit und Hornblende-Garben-Schiefer

Hauptbestandteile: Amphibol (Hornblende), Quarz, Plagioklas, Chlorit.

Nebenbestandteile: Ilmenit, Epidot, Klinozoisit .

Akzessorien: Apatit, Calcit, Titanit, Rutil.

Petrographische Charakterisierung:

Diese Lithologie zeigt einen straffen metamorphen Lagenbau durch Wechsellagerung von Hornblende, Plagioklas, Klinozoisit oder Quarz angereicherten Lagen. Er wird hauptsächlich von blassgrünen Hornblenden aufgebaut, welche in der Hauptschieferung gewachsen bzw. gut eingeregelt sind. Sie zeigen daher häufig eine Vorzugsorientierung parallel der Hauptschieferung. Lagenweise zeigt die Hornblende starke Korngrößenvariationen von 0,5–0,1 mm in feinkörnigen Lagen und bis zu 1,6–1,2 mm in grobkörnigen Lagen. Im Aufschluss SE des Wallischalmkopfes zeigt Hornblende einen Farb-Zonarbau, der auf eine Änderung des Chemismus bzw. auf ein mehrphasiges Wachstum schließen lässt. Kernbereiche der Hornblende bilden Klasten in der Hauptdeformation, während die Ränder vermutlich syntektonisch kristallisiert sind.

Epidot (Korngröße 0,07–0,05 mm) ist in diesem Aufschluss ebenfalls chemisch zoniert und tritt sowohl in Feldspat-Quarzlagen als auch in Amphibollagen auf. Chlorit wächst in manchen Proben mit einer Vorzugsorientierung parallel der Hauptfoliation. Chlorit zählt in diesen Proben zur Paragenese mit Quarz, Plagioklas und Hornblende. Plagioklase zeigen polysynthetische Zwillinge, sind jedoch stark serizitisiert. Die Ilmenitleisten erscheinen in die Hauptschieferung eingeregelt und werden von den Hornblenden eingeschlossen. Klinozoisit ist in Quarz-Feldspatlagen angereichert, aber auch in den Amphibollagen vorhanden und zeigt eine gute Vorzugsorientierung der Kornform parallel zur Foliation. Rutil ist gemeinsam mit Ilmenit in den Hornblendelagen angereichert. Titanit (Korngröße: 0,02 mm) ist fast ausschließlich auf Amphibollagen beschränkt. Calcit tritt untergeordnet in Quarz-Feldspatlagen auf, ist jedoch vor allem an Domänen von vereinzelt Plagioklas-Klasten gebunden.

Mikrostrukturelle Charakterisierung:

Plagioklas zeigt beginnende Subkornbildung „core-and-mantle structure“ ohne posttektonische Rekristallisation. Dagegen erscheint Quarz gut rekristallisiert. In mylonitischen Amphiboliten sind die Hornblenden sehr feinkörnig, parallel der Hauptfoliation eingeregelt, und scheinen auch eine kristallographische Vorzugsorientierung zu haben. Chlorit und Ilmenit sind parallel zum Streckungslineal eingeregelt. Teilweise wird Chlorit unmittelbar neben Hornblende-Klasten verschleppt, wenn diese im Zuge der Scherdeformation rotiert sind. Die Hornblenden weisen häufig drei Vorzugsorientierungen der Kornform auf. Eine Vorzugsrichtung liegt parallel der Hauptfoliation, zwei weitere in einem großen Winkel zu dieser. Möglicherweise ist Hornblende einerseits parallel zur Achsenebene einer pe-

netrativen Faltung (= Hauptfoliationsbildung) gewachsen (erste Vorzugsorientierung), andererseits bevorzugt parallel zu den beiden Schenkel dieser Faltung (zweite und dritte Vorzugsorientierung). Vor allem in Microlithons der Foliation sind diese Orientierungen zu beobachten. Diese strukturellen Heterogenitäten können das gleichzeitige Wachstum von Hornblenden in drei unterschiedliche Vorzugsorientierungen erklären. Klinozoisit bildet σ -Klasten in der Hauptfoliation und dient gemeinsam mit Amphibol-Klasten als kinematischer Indikator.

Porphyroidgneise

Die Porphyroidgneise des Kartierungsgebietes werden entsprechend der lithologischen Gliederung nach HÄBLER (2006) in drei Subtypen unterteilt.

1. Feldspatreicher Paragneis

Hauptbestandteile: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Muskovit.

Nebenbestandteile: Epidot, Chlorit, opake Phasen.

Petrographische Charakterisierung:

Diese Lithologie wird zu Metasedimenten vulkanogenen Ursprungs gezählt. Sie liegt in Form mehrere Meter mächtiger Einschaltungen in den Granat-Glimmerschiefern vor. Die feldspatreichen Gneise zeigen einen metamorphen Lagenbau von wechselnden Feldspat- und Quarz-Glimmer-Domänen im cm-Maßstab. Die Lithologie ist vor allem aufgrund ihres Feldspatreichtums deutlich von den Granat-Glimmerschiefern zu unterscheiden.

2. Porphyroidgneis mit Feldspatklasten

Hauptbestandteile: Quarz, Muskovit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat.

Nebenbestandteile: Epidot, Calcit \pm Chlorit, opake Phasen.

Akzessorien: Apatit, Klinozoisit, Turmalin, Magnetit, Hämatit, Xenotim.

Petrographische Charakterisierung:

Diese Lithologie zeigt einen metamorphen Lagenbau von quarz-, feldspat- und glimmerreichen Domänen, welche die Hauptfoliation bilden. Charakteristische Feldspat-Klasten (Kalifeldspat und Plagioklas) mit Korngrößen von 8–2 mm sind gleichmäßig in der Quarz-Plagioklas-Glimmer-Matrix verteilt und bilden charakteristische rundliche Augenformen, die vermutlich während der Hauptschieferungsbildung angelegt wurden. Plagioklas ist häufig verzwillingt, die polysynthetische Verzwillingung zeigt jedoch oft untypisch breite Entmischungslamellen (10–20 μ m) und weist Hellglimmer- und Epidoteinschlüsse auf. Kalifeldspat zeigt ein eindeutiges Mikroklin-Gitter. Beide Feldspäte sind stark serizitisiert. Quarz tritt in den Quarz-Feldspatlagen feinkörnig auf, bildet jedoch auch reine grobkörnige Lagen, in welchen die Korngröße von der Dicke der Lagen bestimmt wird. Die Glimmer sind feinkörnig und straff in der Hauptschieferung eingeregelt.

Mikrostrukturelle Charakterisierung:

Quarz-Mikrostrukturen zeigen dynamische Rekristallisation durch „grain boundary migration“ (in Zusammenhang mit der Hauptschieferungsbildung). Der metamorphe Lagenbau stellt gleichzeitig eine mylonitische Foliation dar, in welcher Feldspat-Klasten (magmatischer Herkunft) auftre-

ten. Sie dienen als σ -Klasten mit ausgeprägtem Stairsteping als kinematische Indikatoren für die Scherdeformation. Die Klasten sind von Strainschatten umgeben, die aus Quarz und Feldspat kleinerer Korngrößen zusammengesetzt sind und ein statisch rekristallisiertes Quarz-Gefüge mit Tripelkorngrenzen aufweisen. Häufig zeigen Quarzkörner undulöse Auslöschung und niedrigtemperierte Rekristallisation durch Bulging (D4 oder D5).

3. Quarzitischer Porphyroidgneis

Diese Lithologie tritt nur kleinräumig in einer Lokalität auf und entspricht der Beschreibung von HÄBLER (2006).

Quarzitischer Gneis

Hauptbestandteile: Quarz, Biotit, Chlorit, Plagioklas.

Nebenbestandteil: Epidot.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, opake Phase (Magnetit?).

Petrographische und mikrostrukturelle Charakterisierung:

Diese mineralarme Lithologie wird von Quarz dominiert. Sie weist ein feinkörniges und gleichkörniges Quarzgefüge mit Tripelkorngrenzen auf. Das Gefüge erscheint gut rekristallisiert, die Quarzkörner zeigen jedoch eine undulöse Auslöschung. Blättriger Biotit und nadeliger Chlorit sind in der Hauptfoliation streng eingeregelt. Plagioklas tritt untergeordnet und feinkörnig auf und zeigt Serizitisation. Eine Probe vom Ochsenalmtörl zeigt eine 1 cm mächtige Einschaltung einer Granat-Amphibol-Lage. Diese ist auffallend granatreich und wird von zahlreichen, sehr feinkörnigen (0,05 mm großen) idiomorphen Granatkörnern dominiert. Diese werden von grobkörniger Hornblende überwachsen. Vermutlich handelt es sich um eine Lage mit einer lokal außergewöhnlichen Gesamtzusammensetzung, in welcher viele Granatkörner nukleieren konnten. In dieser Lage ist der Gehalt an opaken Phasen niedriger als im quarzitären Gneis.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und -nummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe Österreichische Karte 1:50.000-UTM.

Blatt 2217 Hinterriß

Siehe Bericht zu Blatt 2223 Innsbruck von KATRIN BÜSEL

Siehe Bericht zu Blatt 2223 Innsbruck von SINAH KILIAN

Siehe Bericht zu Blatt 2223 Innsbruck von RAINER BRANDNER & LEOPOLD KRYSZYN

Blatt 2223 Innsbruck

Bericht 2012 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß

KATRIN BÜSEL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 2012 wurde mit den Geländeaufnahmen auf dem neuen Blatt UTM 2223 Innsbruck begonnen. Die Kartierungen konzentrierten sich auf das östliche Halbblatt Hall in Tirol. Sinah Kilian hat im Rahmen ihrer Dissertation über die Inntal-Decke, die sie an der Universität Innsbruck bei Prof. Hugo Ortner durchführt, den zentralen Ausschnitt der sogenannten „Karwendel-Schuppenzone“ (Johannes-, Laliderer, Eng- und Stallental), stratigraphisch und strukturgeologisch neu aufgenommen. Die Verfasserin dieses Berichtes kartierte die in diesen Tälern weitflächig verbreiteten Quartärablagerungen sowie die Massenbewegungen. Im vorliegenden Bericht werden diese nach Gebieten näher beschrieben.

Gebiete

Enger Grund

Geographisch-morphologischer Überblick

Das Kartierungsgebiet liegt südwestlich des Großen Ahornbodens am Ende des Rißtales. Es erstreckt sich zwischen der Engalm und dem Enger Grund genannten Talschluss nördlich unterhalb von Dreizinken- (2.603 m), Grubenkar- (2.663 m) und Plattenspitze (2.492 m), welche zum Karwendel-Hauptkamm zählen. Auf Höhe der Engalm weitet sich das Tal, da hier die Eiskarln mit dem darunter gelegenen Kirchl, das Hochglückkar und das Tal vom Westlichen Lamsenjoch (1.940 m) von Süden bzw. Osten in das Haupttal einmünden.

Enger Grund

Während das Rißtal im Bereich des Großen Ahornbodens von steilen, felsigen Troghänge eingeschlossen ist, weitet es sich auf Höhe der Engalm. Dazwischen liegt bis auf eine Höhe von ca. 1.230 m ein auffallend ebener Talboden,

der nur eine geringes Gefälle talauswärts aufweist. Nach einer engen Durchbruchsstelle, die auf 1.290 m beginnt, weitet sich das Tal zu einem kesselförmigen Talschluss unter den steilen Felswänden von Dreizinken-, Grubenkar- und Plattenspitze. Die gesamte orographisch linke Talseite südöstlich des Hohljochs ist durch Bergerreißungen und lokale Zergleitungen in Schollen, insbesondere der Kössener Schichten, stark gezeichnet. Westlich und südlich der Engalm heben sich deutlich die Reste von Seitenmoränenwällen vom ebenen Talboden ab, die von spätglazialen Gletscherständen stammen, welche auf Höhe der Engalm endeten. Der orographisch linke Wall ist westlich der Engalm als Eisrandterrasse ausgebildet, die zwei in das Tal geneigte Ebenen aufweist. Die höher gelegene Ebene, welche westlich der Engalm von 1.240 m ansteigend und schmaler werdend taleinwärts zieht, ist breiter und deutlicher ausgebildet als das etwa 15 m tiefer gelegene und parallel zum ersten verlaufende Niveau. In einer Höhe von rund 1.460 m ist nur mehr eine mehr oder weniger deutliche Wallform erhalten. Das gesamte Gelände ist mit großen Blöcken aus Hangschuttbekzie bedeckt.

Eine unruhige, bucklige, von Blöcken bedeckte Masse einer Ausschmelzmoräne nördlich des Kirchls wird vom rechtsseitigen Seitenmoränenwall umschlossen. Dieser zeichnet sich durch eine markant ausgebildete Wallform ab, die an zwei weiteren Stellen an der südlichen Talflanke des Enger Grundes zwischen Mur-, Sturz- und Hangschutt erhalten geblieben ist. So lässt sich dessen ursprünglicher Verlauf bis auf eine Höhe von 1.540 m an die Ostseite des Grabens nördlich der Plattenspitze verfolgen. Da Hang-, Sturz- und Murschutt an diesen Wall angelagert wurden, entwickelte sich eine mächtige Sedimentbedeckung, in welche sich Murschuttrinnen metertief einschnitten.

Ein weiteres Gletscherende lässt sich auf rund 1.300 m vermuten, wo der Enger-Grund-Bach auf einer Strecke von ca. 250 m einen schmalen Durchbruch in diamiktischem Material schuf. Auf beiden Seiten des Baches fällt eine Anhäufung großer Blöcke sowohl im Bachbett, als auch anstehend im vorwiegend strukturlosen Sediment auf, in welchem stellenweise talauswärts einfallende Schichten eingeschaltet sind.

Eine weitere Staffel von Endmoränenwällen in Form eines mächtigen Sedimentkörpers auf etwa 1.400 m Höhe liegt an der Ostseite des Grabens unter der Plattenspitze. Taleinwärts sind im bachnahen Bereich wellige und bucklige Formen zu erkennen, die auf Eiszerfall zurückzuführen sind.

Leicht erhabene Sedimentkörper an den Seiten der Gräben nordwestlich und nördlich der Plattenspitze sind vermutlich den jüngsten Gletscherständen zuzuordnen. Deren Oberfläche ist durch Umlagerungsprozesse stark überformt. So befindet sich nördlich der Plattenspitze und im Anschluss an die Hangschuttschürze ein fast nicht mehr erkennlicher linksseitiger Seitenmoränenwall, der ein Eisfeld unterhalb der Plattenspitze umschloss. Ein weiterer Rest eines Moränenwalles liegt orographisch links unter dem Hohlloch (1.794 m) direkt am Hangfuß. Er wird seitlich von Murenmaterial aus der großen, unten beschriebenen Massenbewegung überschüttet.

Im Kar zwischen Teufelskopf und Gumpenspitze befinden sich Moränenwälle zweier Gletscherstände. In der Verlängerung des Südostgrates des Teufelskopfes zieht ein breiter, unscheinbarer Seitenmoränenwall in den Enger Grund. Der dazugehörige linksseitige Seitenmoränenwall trennt das Kar von der Südflanke der Gumpenspitze. Girlandenförmig ziehen die Endmoränenwälle eines jüngeren Gletscherstandes von der Südostseite des Teufelskopfes auf einer Höhe von rund 1.840 m in das Kar. Hangseitig werden die Wälle von Hang- und Blockschutt überlagert.

Im Talschluss des Enger Grundes dominiert eine breite Hangschuttschürze am Nordosthang von Dreizinken-, Grubenkar- und Plattenspitze. An beiden Seiten ist sie von Murschuttablagerungen (Siebablagerungen) flankiert. Die sedimentäre Umlagerungsdynamik ist sehr aktiv, sodass sich mächtige, frische Siebablagerungsloben als konvexe Körper am Talboden aufgeschüttet finden. Daneben gibt es ältere und bereits bewachsene Körper.

Im hintersten Talwinkel befindet sich zwischen zwei aktiven Murschuttkörpern eine keilförmige Grobblockablagerung eines Felssturzes. Durch Siebablagerungen im zentralen hinteren Talkessel verschüttet, setzen sich ausgedehnte, breit verstreute Blockablagerungen bis auf rund 1.400 m schräg über den Talboden fort. Zum Teil sind die Blöcke fluviatil oder durch Lawinentätigkeit umgelagert und eingesedimentiert. Vermutlich handelt es sich um ein und dasselbe Ereignis.

Große Massenbewegung am linken Talhang des Enger Grundes

Verfaltete und teilweise hangparallel einfallende Kössener Schichten, welche den Hangfuß der westlichen Talflanke des Enger Grundes aufbauen, sind die Ursache für eine tiefgreifende und die gesamte Talseite betreffende Massenbewegung. Der darüber liegende Schichtstapel aus Allgäu- und Ammergauer Schichten (Lechtal-Decke) bzw. Trias-Gesteinen (Inntal-Decke) im Hangenden der Deckengrenze findet kein Widerlager, zerbricht in Schollen und gleitet ab. Südwestlich des Lalidersalm-Hochlegers sind tiefe Zerrgräben zwischen der Hauptabbrisskante und den Gleitschollen zu beobachten. Am Hangfuß sind über 10 m mächtige diamiktische Lockergesteinskörper angelagert. Da sie nicht von hangenden Gesteinen der Massenbewegung bedeckt sind, sondern über den stark aufgelockerten Kössener Schichten liegen, war die Massenbewegung bereits vor der Anlagerung der Lockersedimente aktiv. Das

Lockergestein wurde auch von den Massenbewegungsphänomenen erfasst und zeigt Hangtreppungen, Zerreibungen von Brekzienarealen in Schollen, Rotationsanbrüche und murenartige Umlagerung zum Hangfuß hin. Östlich des Grabens, der sich südöstlich des Hohljoches befindet, liegen auf einer Höhe von rund 1.380 m große Schollen (Meter bis 10er Meter) aus Hangschuttbrekzie, die vermutlich ursprünglich den Hang großflächig bedeckten. Diese Massenbewegung ist bisher nur zum Teil erfasst worden; die Kartierung wird im Jahr 2013 abgeschlossen werden.

Hochglückkar

Folgt man dem Steig südlich des Kleinkraftwerkes bergan, gelangt man in einen Kessel, welcher dem Hochglückkar im Norden vorgelagert ist. Der Bach, welcher aus diesem Kar fließt, schneidet am rechten Ufer einen rechtsseitigen Moränenwall an, dessen Kamm von 1.600 m aus dem Kar heraus zu verfolgen ist und auf rund 1.350 m in einen Endmoränenwall übergeht. Unterhalb von 1.480 m ist er durch eine starke Blockbedeckung gekennzeichnet. Nördlich dieses besonders im Mittelabschnitt markant ausgebildeten Walles schließt sich ein etwa doppelt so breit ausgebildeter Wall an, der bis an den Graben reicht, an dessen Mündung das Kraftwerk gebaut ist. Die Südwestflanke unterhalb der Drijaggenalm ist mit sehr mächtigem Moränenmaterial bedeckt, dessen Wallformen bis auf die oben beschriebenen auf Erosion zurückzuführen sind.

Im tiefer, unterhalb der Felsstufe gelegenen Kar nordwestlich der Barth- und Schafkarspitze endet der oben beschriebene, innere und direkt am Bach gelegene Wall auf 1.610 m. Orographisch links befindet sich der dazu entsprechende, aber weniger mächtig ausgebildete linksseitige Wall. Er ist nur mehr zwischen 1.500 und 1.610 m erhalten. Im höher gelegenen Teil des Kares fällt eine mit Blockstreu übersäte Fläche auf, die auf beiden Seiten von mehreren Meter breiten und von Rinnen durchzogenen Streifen eingerahmt ist. Hier dürfte es sich um eine Sanderfläche handeln, die zu einem Eisfeld im östlichen Hochglückkar unter der Barth- und Schafkarspitze gehörte. Die Sanderfläche in diesem Kessel liegt am Fuß einer rund 100 m hohen Felsstufe, über welcher die Karfläche beginnt. Im zentralen Teil des Kars oberhalb der Felsstufe liegt eine bucklige, mit Toteislöchern und Blöcken bedeckte Masse einer Ausschmelzmoräne. Unterhalb der Barthspitze schließt ein extrem steil geböschter, U-förmiger Moränenwall an. Von diesem Wall in Richtung Westen schuf sich das Schmelzwasser entlang dem südlichen Rand der Ausschmelzmoräne eine Abflussrinne. Die glatt gehobelte Karfläche ist mit Blöcken und Resten von diamiktischem Material bedeckt und wird von Hangschuttkegeln und Schuttschürzen unter steilen Felswänden eingerahmt.

Im östlichsten Teil des Hochglückkars lässt sich, anhand von grobem Blockwerk und einer leicht konvexen Form, der Rest eines Moränenwalles erkennen. Hingegen deutlich ausgebildet sind gestaffelte Wälle im südwestlichsten Winkel der Karfläche, innerhalb von welcher im Sommer 2012 ein kleines Schnee-/Eisfeld vorzufinden war.

Westliches Lamsenjoch

Das Tal westlich des Westlichen Lamsenjoches ist mit einem mächtigen Endmoränenwall und dazugehörigen Seitenmoränenwällen verfüllt. Der Endmoränenwall erhebt

sich westlich der Binsalm (1.510 m) in Form eines von Erosionsrinnen durchzogenen Steilhanges bis auf 1.630 m. An dessen Innenseite liegt ein jüngerer, wesentlich geringmächtiger ausgebildeter Wall. Die Hohlform in der Mitte ist mit fluviatil umgelagertem Moränenmaterial aufgefüllt.

Am Verlauf der Seitenmoränenwälle ist zu erkennen, dass sich die Gletscherzunge in die südöstliche Ecke des Tales zurückzog und beinahe in einem Winkel von 90° nach Westen umbog. Ursprünglich wurde die gesamte Karflä- che im Süden als Akkumulationsgebiet genutzt. Während das Eis zurück schmolz, verschmälerte sich die Eiszunge schrittweise. Der westliche Teil des Eises stagnierte und wurde in weiterer Folge vom weiterhin aktiven Teil umflossen. Dieses Gebiet ist von einer periglazial überformter Ausschmelzmoräne bedeckt. Es zeigt Paläorinnen und Toteislöcher in einer runzeligen, buckligen und von großen Blöcken eines Felssturzes bedeckten Landschaft.

Stratigraphie

Prähochglaziale Hangschuttbrekzie

Aufgrund von laufenden Altersdatierungen durch D. Sanders und M. Ostermann (Univ. Innsbruck) ist anzunehmen, dass die Hangschuttbrekzie bereits vor dem Hochglazial gebildet wurde. Somit stellt sie das älteste quartäre Schichtglied dar. Die Brekzie besteht aus mehr oder weniger gut geschichteten, korngestützten und blockdurchsetzten Schuttlagen aus kantengerundeten, monomikten (Triasgesteine) Klasten, die versintert sind. Selten sind die Porenräume mit gelb gefärbter, toniger Matrix verfüllt.

Hochglaziale Grundmoräne

Bei den Aufschlüssen aus überkonsolidierter Grundmoräne handelt es sich um sehr toniges, häufig von Klasten in Kiesgröße durchsetztes Sediment. Entlang dem Wandfuß auf der orographisch rechten Seite des Enger Grundes ist immer wieder in kleinen Aufschlüssen toniger, gelblicher Diamikt anzutreffen. Auf rund 1.600 m westlich des großen Sturzflächers und südwestlich des Reservoirs bei der Drijaggenalm befinden sich oberflächliche Rutschungen, welche jeweils in stark durchnässtem, tonigem Diamikt abreißen.

An der Nordseite des Enger Grundes im Graben südöstlich des Hohljoches auf 1.440 m ist Grundmoräne in Form von tonigem, scherbzig brechendem und durch Aufarbeitung von Kössener Mergel grau gefärbtem Diamikt mit cm-großen Klasten aufgeschlossen.

Auch bis auf das Hohljoch zeugen kleine, in Form von Trittblaiken aufgeschlossene, tonige, gelblich gefärbte Stellen von einer Auskleidung mit Grundmoräne.

Spätglaziale Sedimente

Beide Talseiten des Enger Grundes sind mit mächtigem, oft strukturlosem, lockerem Diamikt bedeckt. Dieser reicht im Süden bis an den Wandfuß auf rund 1.600 m heran, und auch auf der nördlichen Talseite ist der Diamikt am Hang westlich der Engalm mindestens bis auf diese Höhe erhalten. Der Diamikt setzt sich aus Schutt mit Sand und Blöcken zusammen, wobei ein hoher Anteil an aufgearbeiteter Hangschuttbrekzie auffällt.

Im unteren Abschnitt der Gräben an der westlichen Talflanke des Enger Grundes ist strukturloser Diamikt aufge-

schlossen. Dabei handelt es sich um die Sedimente des Seitenmoränenwalls, der bis zur Engalm zieht. Er ist vorwiegend aus Schutt mit einzelnen Blöcken zusammengesetzt, der von gelbem Ton überzogen ist. Da auch die quartäre Sedimentbedeckung von der Massenbewegung erfasst wurde, ist anzunehmen, dass es sich um umgelagertes Material handelt.

Der Enger-Grund-Bach durchbricht auf der Strecke zwischen 1.290 und 1.320 m in Form einer schmalen Schlucht einen mächtigen Lockergesteinskörper, der als Endmoränenwall zu sehen ist. Der Wall ist abschnittsweise unterschiedlich aufgebaut. Meist handelt es sich um lockeren, strukturlosen Diamikt aus Schutt und Blöcken. Auf rund 1.300 m Höhe wittern Blöcke mit Durchmesser von mehreren Metern hervor. Am Prallhang auf gleicher Höhe orographisch links sind talauswärts fallende Schichten aus unterschiedlich gut sortiertem Schutt und Blocklagen zu erkennen. Orographisch rechts zwischen 1.310 und 1.340 m sind massiger Sand, korngestützter Schutt mit Feinanteil sowie Seesedimente aufgeschlossen, die wie folgt aussehen können: laminierte Tone (Bändertone), einmal ist darin ein Block als Dropstone zu sehen; verstellte Bändertone und Silte mit kleinen Dropstones; rhythmische Wechsellagerung aus dm-mächtigen Tonen und Silten mit Klasten in Kiesgröße und mm bis cm mächtigen, gradierten, limonitisierten Feinsandlagen.

Prozesse

Ursprünglich standen die Eiszungen, welche aus dem Enger Grund, dem Hochglückkar und aus dem Tal unter dem Westlichen Lamsenjoch vorstießen, miteinander in Kontakt.

Nachdem dieser Kontakt verloren ging, lagerte das Eisfeld aus dem Hochglückkar südlich der Binsalm mindestens zwei Staffeln von mächtig ausgebildeten Seitenmoränenwällen ab. Aufgrund des großen Akkumulationsgebietes konnte der Gletscher eine steile Felsstufe überwinden und bis auf den heutigen Talboden vorstoßen.

Das Eis im Tal westlich des Westlichen Lamsenjoches zog sich unter die Lamsenspitze zurück. Ein steil geböschter Wall östlich der Binsalm zeugt von einer schmalen Gletscherzunge. Der Karboden im südlichen Talbereich ist mit Ausschmelzmoräne bedeckt und zeugt von einem raschen Eiszerfall.

Der Gletscher aus dem Enger Grund lagerte gestaffelte Endmoränenwälle auf 1.240, 1.300 bzw. 1.400 m ab, die von einem schrittweisen Zurückschmelzen des Eises zeugen. Für einige Zeit bildete sich im Tal ein See, in welchem Bändertone abgelagert wurden. Der See könnte durch einen Endmoränenwall aufgestaut worden sein. Die Stausituation könnte sich auch durch einen hohen Sedimenteintrag aus den bei der Engalm einmündenden Seitentälern in das Engtal erklären lassen, der während des Zurückschmelzens des Eises anfällt.

Zuletzt konnten sich nur mehr kleine Eisfelder in den nordexponierten Gräben unterhalb der Plattenspitze halten.

Da das Moränenmaterial an der Westflanke des Enger Grundes im Bereich der Massenbewegung nur auf (aufgelockertem) Festgestein zu beobachten ist und nirgends von diesem bedeckt ist, war die Massenbewegung bereits vor der Vereisung aktiv.

Bis heute finden aktive Erosions- und Umlagerungstätigkeit an den mit teilweise sehr mächtigem diamiktischem Sediment bedeckten Talflanken statt.

Versuch einer zeitlichen Einordnung

Die Auskleidung der Talflanken mit lockerem, diamiktischem Material, in welchem häufig Klasten aus aufgearbeiteter Hangschuttbrekzie anzutreffen sind, könnte während dem Gschnitz-Stadium erfolgt sein.

Die Gletscherstände bei der Engalm und alle weiteren höher gelegenen Stände weiter taleinwärts sind vermutlich dem Egesen-Stadium zuzuordnen. Auch die höher gelegenen, aber südexponierten Wälle zwischen Teufelskopf und Gumpenspitze sind wahrscheinlich mit jenen, am Enger Grund anzutreffenden Ständen zu korrelieren.

Stallental und Gramaier Grund

Geographisch-morphologischer Überblick

Das Stallental zieht von Stans (563 m) im Inntal nach Westen bis zur Lamsenspitze (2.508 m) am Karwendel-Hauptkamm. Das Kartierungsgebiet liegt im höher gelegenen Talabschnitt zwischen der Stallentalalm (1.340 m) und der Lamsenjochhütte (1.953 m). Es umfasst auch den bei der Stallentalalm nach Nordwesten abzweigenden Grubachgraben und den Talschluss des Gramaier Grundes, welcher nördlich unterhalb der Lamsenjochhütte liegt.

Der oberste Talabschnitt zwischen den Gipfeln von Lamsenspitze und Steinkarspitze (2.460 m) im Süden und dem Schafjöchl (2.157 m) im Norden ist schmal angelegt. Unter den Felswänden auf der südlichen Talseite sind durchgehend Hang- und Sturzschutt angelagert, welche laufend durch Murentätigkeit umgelagert werden. Der Talboden des Stallentales ist von der Lamsenjochhütte (1.953 m) bis auf ca. 1.480 m von Aussmelzmoränenmaterial geprägt. Aus dem Kar östlich unter der Lamsenspitze konnte sich das Eis sowohl nach Osten in das Stallental als auch nach Norden in den Gramaier Grund ausbreiten. Mehrere Staffeln von Moränenwällen zeigen, dass der Gletscher zuletzt nur noch nach Norden vorstieß.

Auf einer Höhe von 1.580 m ist das Stallental mit einem von großen Blöcken bedeckten Endmoränenwall verfüllt. Westlich davon, zwischen 1.500 und 1.640 m befinden sich zwei parallel zum Tal verlaufende Seiten- bzw. Endmoränenwälle.

Südöstlich von Schafjöchl und Rauer Knöll (2.278 m) weitet sich das Stallental merklich und biegt bis zur Einmündung des Grubachgrabens nach Nordosten um. Einen Großteil des Talbodens nimmt ein Murschuttfächer ein, der aus der tektonisch angelegten Scharte zwischen dem Schafjöchl und dem Rauen Knöll beliefert wird und sich bis an die Mündung des Grubachgrabens ausbreitet.

Östlich der Einmündung schließt ein ebener, talauswärts geneigter Talboden zwischen felsigen Trogschultern an. Der Bach wurde künstlich an die südliche Talseite geleitet.

Der Grubachgraben zweigt bei der Stallentalalm nach Nordwesten in Richtung Lunstsattel ab. Der Mündungsbereich besteht aus einem tief in Lockersediment eingeschnittenen Graben, der sich auf 1.520 m gabelt. Hier treten über stark tonigem Sediment mehrere Quellen aus, eine davon ist für die Stallentalalm eingefasst. Bis auf ca. 1.800 m ist das Tal mit mächtigem, diamiktischem Material verfüllt, sodass

sich das Wasser in einem Haupt- und drei Seitengräben, die an der tief zerfurchten Ostflanke des Rauen Knöll beginnen, einen Weg in das Stallental suchen muss. Südlich unter dem Lunstsattel auf 1.800 m liegt ein Endmoränenwall.

An beiden Seiten der Mündung des Grubachgrabens in das Stallental sind Reste eines linksseitigen Moränenwalles anzutreffen, welcher von einer aus dem Stallental stammenden Gletscherzunge angelagert wurde. Die Graf-Thun-Hütte steht auf dem orographisch links erhaltenen Teil des Walles, der nach Süden steil in das Stallental abfällt. Orographisch rechts ist in dessen Verlängerung ein wenige Meter breiter, von Blöcken übersäter Rücken auf 1.460 m zu verfolgen.

Der Gramaier Grund bildet den Talschluss des Falzthurntales und ist im Westen von steilen, felsigen Trogschultern des Westlichen Lamsenjochs (1.940 m) und des Hahnkampfl (2.080 m) umschlossen. Im Osten erstrecken sich langgezogene Hang- und Murschutzzungen aus den tief zerfurchten Westhängen von Schafjöchl und Rauen Knöll. Über den breiten, mit Wildbachschutt verfüllten Graben an der Westseite des Lunstsattels (1.920 m) steht der Gramaier Grund mit dem Grubachgraben in Verbindung.

Stratigraphie

Hochglaziale Grundmoräne

Überkonsolidierte Grundmoräne ist am Zusammenfluss der beiden Hauptbäche aus dem Grubachgraben direkt unter der Graf-Thun-Hütte aufgeschlossen. Hier handelt es sich um teils sehr tonigen Diamikt mit unterschiedlich hohem Anteil an Klasten aus Kies und Blöcken, sowie untergeordnet auch um klastengestützten Diamikt mit kantengerundeten Blöcken. Über diesem Horizont treten mehrere Quellen aus; eine stark schüttende Quelle wurde für die Wasserversorgung der Stallentalalm gefasst.

Auf 1.440 m orographisch links, an der Mündung des Grubachgrabens in das Stallental, befindet sich ein weiterer Aufschluss aus matrixgestütztem Diamikt, dessen Matrix eine orange Färbung aufweist. Ähnlich orange gefärbt sind die Vorkommen am Lunstsattel (1.920 m) sowie in der Senke (1.900 m) zwischen Lunstsattel und Rauer Knöll. Diese Färbung kommt vermutlich durch den hohen Anteil an Rauwacken der Raibler Schichten zustande, die in diesem Graben aufgeschlossen sind.

Spätglaziale Sedimente

Grubachgraben

Ein Seitenmoränenwall, der vom Gletscher aus dem Stallental angelagert wurde, riegelte den Grubachgraben ab. Sowohl der Haupt- als auch der tiefstgelegene Seitenbach schneiden die Talfüllung an und legen deren heterogenen Aufbau frei. Im unteren Abschnitt dominiert leicht verfestigter, grober und feiner Schutt, der von eckigen, teilweise stark gekritzten und geknackten Blöcken durchsetzt ist. Der Diamikt ist meist massig ausgebildet, selten sind Bereiche mit höherem Feinanteil oder besserer Sortierung zu erkennen. Über dem basalen, einige Meter mächtigen Diamikt stellt sich eine talauswärts einfallende Schichtung aus unterschiedlich grobem Schutt ein. Selten sind Lagen mit gröberen Blöcken oder Sand- und Tonlinsen eingeschaltet. Nach oben nimmt das Einfallen der Schichten immer weiter ab. Zugleich nimmt auch die Korngröße

ab, dafür steigt der Grad der Sortierung. Ohne ersichtliche Erosionsdiskordanz werden diese beinahe horizontal gelagerten Schichten durch hell gefärbte (Wettersteinkalk) und in den Grubachgraben einfallende Schichten überlagert. Auffallend sind sich rhythmisch wiederholende, nach oben feiner werdende Sedimentationszyklen.

Stallental und Gramaier Grund

Der Steig von der Lamsenjochhütte in den Gramaier Grund führt über das ehemalige Gletschervorfeld unterhalb der jüngsten Moränenstände. Unter dem oberflächlichen Hangschutt steht tonig-sandiger Diamikt mit wechselndem Schuttgehalt und großen Blöcken an. Die Fahrstraße auf die Lamsenjochhütte schneidet die lang gestreckten Moränenwälle an. Sie sind aus lockerem Schutt mit Ton, Sand und unterschiedlich großen Blöcken aufgebaut.

Prozesse

Anhand der vorgefundenen Sedimente im Grubachgraben lässt sich folgender Ablauf rekonstruieren: Eine Eiszunge aus dem Stallental blockierte den Abfluss aus dem Grubachgraben, in welchem selbst eine Gletscherzunge lag, die aber bald den Kontakt zum Haupttal verlor. Während sich das Eis im Stallental deutlich länger halten konnte, schmolz es im Grubachgraben aufgrund der kleinen Karfläche und deren ungünstiger Exposition immer weiter ab. Der Raum zwischen dem Gletscherzungenende und dem Eis aus dem Stallental wurde mit glaziofluvialen Sedimenten verfüllt. Wie die beinahe horizontale Schichtung erkennen lässt, wurde der Graben bis auf die Höhe des stauenden Eises bzw. des Seitenmoränenwalls aufgefüllt. Vermutlich sind die nach oben feiner werdenden, in den Grubachgraben geschütteten, zyklisch aufgebauten Lagen durch Schmelzwasser aus dem Stallental geschüttet worden, in einer Phase als der Gletscher auch hier abzuschmelzen begann.

Das Kar unter der Lamsenspitze bot dem Eis zwei Möglichkeiten, abzufließen. Einmal nach Norden über einen steilen Hang in den Gramaier Grund und nach Osten in das Stallental. Hier musste ein Hügel aus anstehenden Kössener Schichten umflossen werden. Aus dem Stallental zog sich das Eis zuerst zurück, wobei dieser Hügel das Abreißen der Verbindung zwischen Kar und Tal begünstigte. Die Ausschmelzmoräne am Talboden wird zusehends immer mehr von Hang- und Sturzschutt verschüttet. Ein Gletscherhalt auf rund 1.580 m wird durch einen Endmoränenkörper belegt. Die langgestreckten Wälle westlich davon liegen mitten im Tal und können nur als Seitenmoränenwall angelagert worden sein, wenn die Eiszunge ganz im Süden direkt an der Felswand lag. Falls nördlich unter dem Hochnissl (2.547 m) ein Eisfeld lag, könnten die Wälle auch als Endmoränen zu interpretieren sein.

Spitz zulaufende, mächtige und von Bergsturzmaterial bedeckte, gestaffelte Wälle zeugen vom jüngsten Gletscherstand. Eine kleine Eiszunge lag eingebettet zwischen der Lamsenspitze im Westen und dem Hügel aus Kössener Schichten östlich der Lamsenjochhütte und floss nach Norden ab.

Die Ausbildung des ebenen, talauswärts geneigten Talbodens östlich der Stallental wurde vermutlich durch eine Stausituation ausgelöst. Als mögliche Ursache kommt ein

Murschuttkegel in Frage, der aus dem Graben unter der Fiechter Spitze (2.299 m) vorgebaut ist.

Versuch einer zeitlichen Einordnung: Aufgrund der Höhenlage und der Staffelung der Wälle bei der Lamsenjochhütte als auch im Stallental auf 1.580 m, sind die Ablagerungen dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Johannes- und Laliderertal

Geographisch-morphologischer Überblick

Das Johannes- und das Laliderertal sind Seitentäler des Rißtales, welche westlich bzw. östlich der Falkengruppe nach Südwesten bis an den Karwendel-Hauptkamm führen. Sie stehen über das Spielissjoch (1.773 m), das nördlich unter der Laliderer Spitze (2.588 m) liegt, miteinander in Verbindung. Das Kartierungsgebiet befindet sich jeweils in den Karen nördlich unterhalb der steilen Felswand des Karwendel-Hauptkammes, im Talschluss der beiden Täler.

Laliderer Tal

An den Felswänden unter der Dreizinken- und Lalidererspitze zieht eine durchgehende Hangschutttschürze, „Laliderer Reisen“ genannt, vom Hohljoch im Südosten bis zum Spielissjoch im Nordwesten. Sie wird durch Muren- und Lawinentätigkeit umgelagert. Auch Feldsturzmaterial ist anzutreffen, welches laufend neu anfällt. Blöcke von einem älteren Felssturz weisen einen Durchmesser von 3–4 m auf und kamen etwa 250 m vor dem Lalidersalm-Niederleger zu liegen.

Unter der Dreizinkenspitze beginnt sich eine Murenrinne tief in den Hangschutt einzugraben, aus welcher ursprünglich ein Großteil des Materials für die Schwemmebene stammte. Heute ist diese Rinne ab 1.620 m Höhe künstlich an die orographisch rechte Talseite gelenkt und geht dort in den Laliderer Bach über.

Beide Talflanken sind mit zwei korrespondierenden Seitenmoränenwällen ausgekleidet, die bis auf die Höhe der Jagdhütte Laliders deutlich als Wallform zu erkennen sind. An der östlichen Talflanke zieht der Wall vom Hohljoch zu einem großen Murschuttfächer, der von der Westseite der Gumpenspitze heraus geschüttet wurde. Dieser durchbricht den Wall im nördlichen Abschnitt. Ein Rest in Form eines schmalen, von Murensedimenten umgebenen Buckels ist nördlich des Murschuttfächers von Umlagerungsprozessen verschont geblieben. Südlich des Lalidersalm-Niederlegers ist ein kleiner Schwemmfächer an den Wall angelagert, welcher wiederum eine Schwemmebene zwischen dem Wall und der Talflanke aufstaut. Oberhalb des Niederlegers durchschneiden zwei Gräben den Wall. Hier fließt das Oberflächenwasser der Hangflanke, welches entlang dem Seitenmoränenwall gesammelt wurde, durch den Graben zum Laliderer Bach ab.

An der westlichen Talseite ist der korrespondierende Wall zwischen Spielissjoch und der Jagdhütte Laliders zu verfolgen. Im südlichen Teil ist er breiter und mit zwei deutlich voneinander zu unterscheidenden Kämmen ausgebildet. Auch an diesen Wall sind mehrere kleine Schwemmfächer angelagert. Gegenüber dem großen Murenkegel, der westlich der Gumpenspitze liegt, wird auch dieser Wall von Gräben durchbrochen, in welchen sich das oberflächlich abfließende Hangwasser einen direkten Weg zum Laliderer Bach suchte.

Der Talboden im Vorfeld unter den Laliderer Reisen ist als eine Schwemmebene, die zwischen den beiden Seitenmoränenwällen angelagert ist, ausgebildet. Sie wurde vom Murenkegel aufgestaut, der sich von der Westseite der Gumpenspitze über die gesamte Breite des Talbodens ausbreitet. An der Südseite, oberhalb des Lalidersalm-Niederlegers, sind darauf zwei wesentlich kleinere Murschutfächer angelagert, die aus den Gräben stammen, welche den rechtsseitigen Moränenwall durchschneiden.

Johannestal

Ein westlich vom Spielissjoch gelegenes Kar mündet beim Kleinen Ahornboden in das Johannestal. In diesem Kar, welches vom Sauissköpfl im Westen, den Felswänden zwischen Moserkarspitze (2.533 m) und Laliderer Spitze (2.588 m) im Süden, dem Ladizköpfl (1.920 m) im Osten und der Südwestflanke des Mahnkopfs (2.094 m) im Nordosten umgeben ist, sind vielfältige und mächtige quartäre Sedimente erhalten.

Einen Großteil der Karfläche nehmen die Ladizer Reisen ein, eine durchgehend unter den Felswänden angelagerte Hangschutttschürze. Sie wird durch Muren- und Lawinentätigkeit um und auf Ausschmelzmoräne bzw. Moränenwälle am Karboden angelagert. Der Karboden wird durch eine steile und bis zu 60 m hohe Böschung, die westlich von der Falkenhütte in nordwestlicher Richtung zum Kleinen Ahornboden zieht, begrenzt. Ein Moränenwall trennt den deutlich höher liegenden Teil des Kares in zwei Bereiche: Unter den glatten West- und Nordosthängen des Ladizköpfls, westlich der Ladizalm, liegt eine ausgedehnte, extrem bucklige, von Gräben durchzogene und mit Toteislöchern durchsetzte, gänzlich mit Blöcken eines Bergsturzes bedeckte Ausschmelzmoränenlandschaft. Westlich an diese Masse schmiegt sich ein Seitenmoränenwall an, der an der Westseite des Spielissjochs ansetzt und beinahe bis zum Kleinen Ahornboden zu verfolgen ist. Zwischen dem Moränenwall und der steilen Böschung befindet sich ein schmaler Streifen aus einer ähnlich unruhigen Landschaft, die allerdings keine Blockbedeckung aufweist.

Am Westhang des Ladizköpfls auf einer Höhe von rund 1.680 m wurde im Rückstau des Seitenmoränenwalles und der blockbedeckten Ausschmelzmoräne eine schmale Eisrandterrasse aufgeschüttet, auf welcher ein Murschutfächer aufgesetzt ist.

Stratigraphie

Hochglaziale Grundmoräne

Im Laliderer Tal ist an der Talflanke unter dem Hohljoch, oberhalb des oben beschriebenen Seitenmoränenwalles, in Gräben und am Weg stark toniger, überkonsolidierter Diamikt angeschnitten.

Bis zu 3 m mächtige, stark verfestigte diamiktische Sedimente sind in jedem Graben am Nordwesthang des Ladizköpfls anzutreffen. Es handelt sich sowohl um Matrix- als auch Klasten gestützten, gelblichen Diamikt. Im nördlichsten Graben stehen unter dem Diamikt Kössener Schichten an, deren Tone stark eingearbeitet sind und zu einer grauen Färbung beitragen.

Spätglaziale Sedimente

An der Hangflanke unter dem Hohljoch liegt über Grundmoräne lockeres, diamiktisches Material in Form von Schutt mit einem Feinanteil aus Sand, Silt und Ton. Die

Aufschlüsse in den Gräben an der westlichen Talflanke des Ladizköpfls weisen eine mehrere Meter mächtige Bedeckung aus Diamikt auf, der sich aus lockerem und mit Blöcken durchsetztem Schutt, Sand und Ton zusammensetzt.

Ein Graben oberhalb des Lalidersalm-Niederlegers zeigt den Aufbau des Moränenwalls aus Schutt und groben Blöcken, die mit einem geringen Feinanteil überzogen sind. Im Graben zwischen Moränenwall und Talflanke ist ein versinteres Gemisch aus Schutt und Blöcken aufgeschlossen.

Besonders die Westseite des Hohljochs ist mit Felssturzböcken aus Wettersteinkalk übersät, die vermutlich durch einen Gletscher verteilt wurden.

Im Johannestal schneidet der Fahrweg zur Falkenhütte mehrmals das Material der Ausschmelzmoräne an. Es setzt sich aus einem Gemisch aller Korngrößen zusammen, wobei zwei Kornfraktionen, feiner Schutt und Blöcke mit einem Durchmesser von mehreren Dezimetern dominieren.

Prozesse

Laliderertal

Die Karfläche im Laliderertal bietet nur ein kleines Akkumulationsgebiet für Gletscher. Nachdem sich im Spätglazial die Eiszunge des Lokalgletschers vermutlich in den Talschluss zurückgezogen hatte und die beiden Seitenmoränenwälle anlagerte, dürfte sie im Anschluss daran zügig abgeschmolzen bzw. zerfallen sein. Der Karboden füllte sich nachträglich mit Hang- und Murschutt sowie Felssturzmateriale. Erst nach dem Abschmelzen des Eises konnte sich der große Murschutfächer aus dem Graben unter dem Teufelskopf bis zum Gegenhang ausbreiten und sich in der Folge durch die Rückstauwirkung dahinter eine Schwemmebene ausbilden.

Johannestal

Im Umkreis der Ladizalm fällt eine leicht talauswärts fallende, an die Südwestseite des Mahnkopfs angelagerte Terrasse auf, in welcher der Ladizgraben tief eingeschnitten ist. Dabei handelt es sich um eine während dem Eisaufbau angelagerte Eisrandterrasse, die aus schräg geschichtetem, mit Blöcken durchsetztem Kies und Schutt aufgebaut ist. Diese Sedimente sind stark verfestigt und weisen viele geknackte Klasten auf. Die oberste Schicht dieser Terrasse wird aus einem wenige Meter mächtigen, lockeren Diamikt gebildet. Zum Tal hin ist die Terrasse durch glaziale Seitenerosion steil gebösch.

Ursprünglich floss eine breite Eiszunge, welche die gesamte Breite des Kares einnahm, in das Johannestal ab. Davon zeugen die Reste eines Seitenmoränenwalles, der an der Westseite des Sauissköpfls in das Johannestal zieht. Auch nordwestlich der Falkenhütte zieht ein Wall in Richtung Ladizgraben. Zu einem späteren Zeitpunkt, als die Eiszunge bereits schmaler war, wurde sowohl das Eis, als auch die Eisrandterrasse bei der Ladizalm mit einer großen Bergsturzmasse weitflächig bedeckt. Die Bergsturzmasse wurde nur im südwestlichen Bereich vom Eis weitertransportiert. So trennt ein Seitenmoränenwall, der vom Spielissjoch in das Johannestal zieht, den mit grobem Blockwerk bedeckten Bereich südlich der Ladizalm von weiterem buckligem Gelände, dem allerdings die Blockbedeckung fehlt. Auch zwischen Falkenhütte und diesem Seitenmoränenwall liegt ein schmales, mit grobem Blockschutt bedecktes Areal, welches vom Eistransport verschont geblieben ist.

Die Eiszunge zog sich immer mehr in die Südwestseite des Kars zurück und ließ eine mächtige Bedeckung aus Aufschmelzmoräne zurück. Das Eis der letzten spätglazialen Gletscherstände erodierte diese Ablagerungen, wodurch die heutige steile und hohe Böschung entstand. Östlich des Saissköpfls sind geringmächtige, spitz zulaufende Endmoränenwälle zu sehen, in deren Vorfeld eine kleine Sanderfläche angelagert ist.

Versuch einer zeitlichen Einordnung

Die Seitenmoränenwälle, welche den Talschluss im Lali-derer Tal auskleiden, sind aufgrund ihrer Höhenlage und der deutlichen Staffelung des rechtsseitigen Walles wahrscheinlich dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Auch die gestaffelten Wälle im Johannestal sind dem Egesen-Stadium zuzuordnen. Ihre wesentlich größere Mächtigkeit bzw. Ausdehnung bis zum Kleinen Ahornboden verdanken sie vermutlich der Bedeckung mit Bergsturzmaterial.

Bericht 2012 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß

SINAH KILIAN
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das in den Sommermonaten 2012 im Rahmen der Neuaufnahme des UTM-Blattes 2223 Innsbruck und im Rahmen einer strukturgeologischen Dissertation im Maßstab 1:10.000 kartierte Gebiet, liegt in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, im Karwendel. Das Arbeitsgebiet umfasst den Nordabfall im Mittelabschnitt des Karwendel-Hauptkammes und erstreckt sich von der Moserkarspitze (2.533 m) im Westen bis zur Fiechterspitze (2.299 m) im Osten. Kartiert wurden die Nordwände zwischen den genannten Bergen, das Gebiet rund um das Ladizköpfl (1.920 m), der Bereich südlich des Gamsjoches (Gumpenspitze, 2.176 m und Teufelskopf, 1.978 m), der Bereich rund um die Binsalm inklusive Hahnkampl (2.080 m) sowie das Gebiet nördlich der Lamsenjochhütte, welches das Schafjöchel (2.157 m) und den Rauhen Knöll (2.278 m) umfasst. Während von der Verfasserin dieses Berichtes vorwiegend die Festgesteine und die tektonischen Strukturen kartiert wurden, nahm Katrin BÜSEL zeitgleich und teils überlappend die quartären Sedimente und die Massenbewegungen auf.

Stratigraphischer Überblick und Gesteinsbeschreibung

Die sedimentäre Abfolge der Festgesteine des Arbeitsgebietes reicht von der Reichenhall-Formation (Mitteltrias, Anisium) bis zur Schrambach-Formation (Unterkreide). Nachfolgend werden die einzelnen Formationen anhand des Geländebefundes beschrieben.

Triassische Schichtfolge

Reichenhall-Formation (Anisium)

Die Reichenhall-Formation besteht aus mittelgrau verwitternden, im cm- bis dm-Abstand unregelmäßig, aber gut

gebankten Kalken und Dolomiten sowie aus ockerfarbenen mächtigen Rauwacken, die meist im Verband mit den Kalken stehen. Von H. ORTNER wurden nahe dem Kern der Gamsjoch-Antiklinale Rauwacken in Form von Brekzien beobachtet, in denen Klappen und Schollen gebankter Kalke vorkommen. Im Anschlag sind die Kalke der Reichenhall-Formation häufig schwarz und glitzern aufgrund der Rekristallisation stark. Auch findet man häufig eine poröse Struktur vor. Zudem treten auch Dedolomite auf. Bei den Dedolomiten handelt es sich um weißliche, sandige Lagen, die leicht zerbrechen und die eine zellenartige Struktur aufweisen. Im Bereich der Deckengrenze Inntal-Lechtal-Decke ist die Reichenhall-Formation zum Teil tektonisch extrem stark zerlegt, sodass keine Schichtung mehr messbar ist. Die Reichenhall-Formation tritt ausschließlich im Hangenden der Deckengrenze, an der Basis der Inntal-Decke, auf.

Virgloria-Formation (Anisium)

Bei der Virgloria-Formation handelt es sich um mittelgrau bis gelblich verwitternde Kalke, die im Anschlag dunkelgrau sind. Die Virgloria-Formation ist im dm-Bereich gebankt. Unterhalb der Gumpenspitze (Westseite des Engtales) treten lokal strukturlose gebankte schwarze Kalke auf, die nach R. BRANDNER mit der Annaberg-Formation der östlichen Nördlichen Kalkalpen (Literatur siehe LEIN et al., J. of Alp. Geol., 54, 471–498, 2012) vergleichbar sind. In der hier beschriebenen geologischen Manuskriptkarte wurde dieses anisische Schichtglied jedoch aufgrund der im Detail und lateral schwer aushaltbaren Unterscheidungen nicht berücksichtigt. Im trockenen Anschlag und auf den Schichtflächen sind häufig Crinoiden zu sehen. Aufgrund abschnittsweise häufig auftretender Bioturbationsspuren (Wühlspuren) in den Kalken spricht man im Zusammenhang mit der Virgloria-Formation auch von „Wurstelkalken“. Die Abgrenzung der Reichenhall-Formation zur Virgloria-Formation ist wegen fließender lithologischer Übergänge und Unzugänglichkeit der Aufschlüsse häufig schwierig vorzunehmen. Nach TOLLMANN wird „als Obergrenze des Komplexes der Reichenhaller Schichten ... in den Tiroler Kalkalpen ein crinoidenreicher Kalkhorizont angesetzt“ (TOLLMANN, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, 1976b: 69). Nachdem sowohl in der Reichenhall-Formation als auch in der Virgloria-Formation Wühlspuren sowie Crinoiden zu finden sind, wurde im vorliegenden Fall ein anderes Unterscheidungskriterium festgelegt: Ab dem Auftreten der letzten Rauwacken der Reichenhall-Formation wird die Virgloria-Formation kartiert. Die Virgloria-Formation tritt ausschließlich im Hangenden der Deckenüberschiebung, in der Inntal-Decke auf.

Steinalm-Formation (Anisium)

Die erste Karbonatplattformentwicklung im Anisium mit riffähnlichen Wachstumsstrukturen wird durch den Steinalkalk repräsentiert. Es handelt sich dabei um massige helle Kalke, die voll von Dasycladaceen sind (TOLLMANN, Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, 1976a). Der Steinalkalk verzahnt mit der Virgloria-Formation und kann jeweils an der Basis der bioturbaten Bänke („Wurstelkalke“) vorkommen. Im Arbeitsgebiet treten in der Virgloria-Formation immer wieder massigere Kalkbänke auf, diese zeigen jedoch weder eine hellere Farbe, noch handelt es sich dabei um Algenkalke. Erst am Top der Virgloria-Formati-

on findet man den Steinalmkalk im engeren Sinn, mit einer Mächtigkeit von 5–10 m. In diesem Bereich handelt es sich um einen hellen, wolkig strukturierten Kalk. Oft liegt die Steinalm-Formation in Form von Schuttkalken vor, am häufigsten treten Crinoidenschüttungen oder Encrinurite auf (vgl. RÜFFER & ZAMPARELLI, *Facies*, 37, 115–136, 1997; NITTEL, *Geo. Alp*, 3, 93–145, 2006). Dasycladaceen konnten im Steinalmkalk des Untersuchungsgebietes nicht gefunden werden. Der Steinalmkalk ist aufgrund seiner Verbreitung in den Nordwänden des Arbeitsgebietes zumeist schwer zugänglich. Ausgehend von den kartierten Bereichen ist jedoch anzunehmen, dass dieser durchgehend über der Virgloria-Formation auftritt. Östlich der Barthspitze war der Steinalmkalk an keiner Stelle zugänglich und konnte daher nur von der Ferne kartiert werden. Daher wurde ab hier nach Osten bis zur Fiechterspitze der Steinalmkalk nur noch als strichlierte Linie in der Karte dargestellt. Im Bereich der Gumpenspitze ist die klare Abgrenzung des Steinalmkalkes zu den anderen Formationen auf Grund der Aufschlussverhältnisse und der Zugangsmöglichkeiten schwierig. Ein durchgängiger, klar abgrenzbarer Steinalmkalk war nicht kartierbar, weswegen auch hier in der Karte nur eine strichlierte Linie gezeichnet wurde.

Reifling-Formation (Anisium–Ladinium)

Bei den Reiflinger Knollenkalken handelt es sich um hellgrau anwitternde, dünnbankige Kalke mit Kieselknauern. Im Anschlag sind diese dunkel. Mit der Lupe sind in den Mikriten meist Filamente erkennbar. Die Reifling-Formation verzahnt im Untersuchungsgebiet mit dem Wettersteinkalk (beispielsweise an der Westseite des Engtales unterhalb des Gamsjochs). Es kommt häufig zur Einschüttung von Flachwasserdetritus der Wetterstein-Plattform in die Beckensedimente der Reifling-Formation und damit zu einer Wechselfolge von Knollenkalken und m-dicken Kalkdetritusbänken. In diesen Abschnitten sind auch die Knollenkalke selbst reich an arenitischem Flachwasserdetritus. Dieser Verzahnungsabschnitt wird von NITTEL (2006) als Seegruben-Member der Reifling-Formation bezeichnet. Gelegentlich nehmen die Schüttungen so überhand, dass die Knollenkalke vollkommen zurücktreten.

Die Reifling-Formation ist, wie die meisten anderen mitteltriassischen Gesteine, nur in der Inntal-Decke zu finden. Die Reifling-Formation wird im Arbeitsgebiet nach Osten mächtiger und keilt nach Westen im Bereich des Enger Grundes aus, bzw. wird die Mächtigkeit auf eine Schichtfuge reduziert. Erst nordöstlich unterhalb der Westlichen Moserkarspitze (Sauissköpfl) ist die Reifling-Formation wieder deutlich mächtiger ausgebildet. Von weitem erkennt man dies bereits am Zurückwittern der Wand.

Wettersteinkalk (Anisium–Karnium)

Der Wettersteinkalk ist neben dem Hauptdolomit der Hauptfelsbildner in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im Arbeitsgebiet baut der Wettersteinkalk vor allem den mächtigen Karwendel-Hauptkamm und dessen gewaltige Nordwände auf. Dieser erreicht dort eine Mächtigkeit von ca. 800 bis 1.000 m. Der Wettersteinkalk kommt fast nur in der Inntal-Decke vor. Zusätzlich findet man am Fuße der Fiechterspitze auch in der liegenden Einheit, Lechtal-Decke (nach bisherigem Verständnis), Wettersteinkalk, auf welchen, durch eine Abschiebung getrennt und unter Ausfall der Raibler Schichten, Hauptdolomit folgt. Im Gelände handelt es sich um massige oder undeutlich gebankte,

helle Kalke. Im Anschlag sind diese hellgrau bis mittelgrau, zum Teil sind die Kalke auch leicht rosa gefärbt. Zusätzlich sind die Kalke voll von Klasten zerbrochener Rifforganismen. Die Oberfläche des Wettersteinkalkes ist häufig verkarstet. Der Wettersteinkalk verwittert weißgrau. In den steilen Nordwänden des Arbeitsgebietes kann man östlich des Hohljochs und am Westrand des Hochglückkars nach Süden fallende Klinoformen erkennen. Dies deutet darauf hin, dass der im Arbeitsgebiet vorkommende Wettersteinkalk nur in Vorrifffazies vorliegt.

Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)

Bei den Nordalpinen Raibler Schichten handelt es sich um eine Wechselfolge aus Karbonaten, Rauwacken, Schiefertonsteinen und Sandsteinen. Im Arbeitsgebiet existiert keine vollständige Abfolge, es wurden nur am Lunstsattel und östlich oberhalb des Binsalm-Hochlegers Schiefer-tone vorgefunden, welche diesem Schichtglied zugeordnet werden können. Es handelt sich dabei um Tonschiefer, denen grobkörnige Sandsteine bzw. Kalke zwischengeschaltet sind. Im Bereich des Lunstsattels fungieren diese vermutlich als Wasserstauer, da hier ausgedehnte Vernäsungen zu beobachten sind.

Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit wird dreigeteilt, in den Unteren, den Mittleren und den Oberen Hauptdolomit (MÜLLER-JUNGBLUTH, *Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol*, in: *Festband des Geol. Instituts, 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 255–308, 1971; DONOFRIO et al., *GPM Innsbruck*, 26, 91–107, 2003). Im Gelände konnte diese Untergliederung nicht angewendet werden, lediglich unterhalb der Drijaggenalm konnte der Mittlere Hauptdolomit kartiert werden. Im Gelände handelt es sich um bräunlich bis grau verwitternde, gut gebankte Dolomite. Im Anschlag sind diese schwarz bis dunkelgrau, stark bituminös und brausen nicht mit Salzsäure. Die Bankdicke variiert im cm- bis dm-Bereich. Einzelne Bänke zeigen eine deutliche Lamination, was auf das Fehlen von Bioturbation hindeutet. Der Mittlere Hauptdolomit unterhalb der Drijaggenalm ist kalkig, dünnbankig, im Anschlag schwarz und stark bituminös und wechselagert mit Dolomitbänken. Diese lithologische Ausbildung entspricht jener der Seefeld-Formation. Der Hauptdolomit erreicht in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, beispielsweise an der westlichen Nordkette, eine Mächtigkeit von teilweise über 2.000 m (TOLLMANN, 1976b; BRANDNER & POLESCHINSKI, *Jahresber. Mitt. oberrhein. Geol. Verein*, N.F. 68, 67–92, 1986). Die Mächtigkeit im Arbeitsgebiet konnte anhand der Kartierung nicht festgestellt werden, da diese durch die Deckenüberschiebung oder durch das erosive oder strukturelle Fehlen der stratigraphischen Ober- und Untergrenze bedingt ist. Die größte Mächtigkeit ist im Bereich des Rauhen Knöll zu finden, hier beträgt sie ca. 800 m. Der Hauptdolomit tritt im Kartierungsgebiet ausschließlich im Liegenden der Deckenüberschiebung, in der Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) auf.

Plattenkalk (Norium)

Der Plattenkalk stellt in manchen Bereichen den Übergang vom Hauptdolomit in die Kössen-Formation dar. Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge aus dunklen, teils bituminösen und bioturbaten Kalken und Dolomiten. In den Kalkbänken des Plattenkalkes können auch bereits Muschelschillagen vorkommen. Die Abgrenzung zur Kössen-Formation ist in manchen Bereichen unklar.

sen-Formation wurde für diese Kartierung mit den letzten Dolomitbänken gezogen. Das eigentliche Unterscheidungskriterium ist jedoch die Mächtigkeit der Mergel, die genaue Abgrenzung wird von R. BRANDNER und A. GRUBER noch diskutiert. Zieht man die Mächtigkeit der Mergel als Unterscheidungskriterium heran, würde die Mächtigkeit des Plattenkalkes in manchen Bereichen zunehmen. Der Plattenkalk tritt im Liegenden der Deckenüberschiebung (Lechtal-Decke) auf.

Kössen-Formation (Rhaetium)

Die Kössen-Formation ist charakterisiert durch eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln bzw. Tonschiefern, wobei die Kalkbänke Bankdicken im dm-Bereich aufweisen, die Mächtigkeit der Mergellagen jedoch stark variiert. In einigen Bereichen können die für die Kössen-Formation typischen Muschelschilllagen (Schilltempestite) in den Kalkbänken erkannt werden. Auch im Anschlag sind häufig Muschelschalen zu sehen. Die Verwitterungsfarbe der Kössen-Formation ist meist mittelgrau und die Kalke zeigen häufig gelbe Beläge, die von den Mergellagen stammen. Die Schichtoberflächen der Kössen-Formation sind meist wellig bis knollig. In weiten Teilen des Gebietes handelt es sich bei der Kössen-Formation um schwarze, bituminöse Mudstones ohne zwischengeschaltete Mergellagen. Wie bereits erwähnt könnte man diese vielleicht auch dem Plattenkalk zuordnen, allerdings wurde vor dieser Kartierung festgelegt, dass mit dem Ende der Dolomitbänke im Plattenkalk die Kössen-Formation kartiert werden sollte. Die Kössen-Formation tritt im Liegenden (Lechtal-Decke) der Deckenüberschiebung auf. Im Bereich des Lallidersalm-Niederlegers ist die Kössen-Formation die stratigraphisch tiefste Einheit. Im restlichen Kartiergebiet liegen unter der Kössen-Formation der Plattenkalk, sowie der Hauptdolomit.

Oberrhätalk

Beim Oberrhätalk handelt es sich um einen Riffkalk, der bis zu 200 m mächtig werden kann und mit den Kössener Schichten als Beckenfazies verzahnt (TOLLMANN, 1976b). Die Kalke sind hellgrau bis gelblich-weiß, dickbankig und massig. Der Oberrhätalk scheint hier in den meisten Bereichen tektonisch zu fehlen. Nur unterhalb der Binsalm ist dieser anstehend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um hellgraue, massige Kalke, die viel Riffschutt enthalten. Die Mächtigkeit erreicht im kartierten Gebiet max. 10 m. Der Oberrhätalk findet sich im Liegenden (Lechtal-Decke) der Deckenüberschiebung.

Jurassisch-kretazische Schichtglieder

Die „Jungschichten“ beschränken sich auf die liegende Einheit der Deckenüberschiebung und kommen demnach in der Lechtal-Decke vor.

Die Schichtmächtigkeiten entsprechen nicht den zu erwartenden Mächtigkeiten und sind meist stark reduziert. Häufig ist die gesamte Schichtfolge im Bereich weniger Meter aufgeschlossen.

Adnet-Formation – Rotkalk-Gruppe (Unterjura)

Die Adnet-Formation ist, wie der Oberrhätalk, selten aufgeschlossen. In zwei Bereichen, im Enger Grund und am Westlichen Lamsenjoch, konnten Gesteine der Rot-

kalk-Gruppe anstehend kartiert werden. Im Enger Grund handelt es sich um eine ca. 1,5 m mächtige Bank, welche schlierig grau und rot gefärbt ist. Die Bankungsfläche ist wellig. Im Anschlag erkennt man, dass es sich um einen dichten Mudstone handelt, der muschelig bricht. Bei den Gesteinen am Westlichen Lamsenjoch handelt es sich um rote Kalke, die im Anschlag eine karminrote Farbe zeigen und voll von Crinoidendetritus sind. Diese Kalke würde man, nach der Definition von TOLLMANN (1976b), den Hierlatzkalken zurechnen. Zahlreiche Bruchstücke der Rotkalk-Gruppe sind im Bereich des Enger Grundes sowie unterhalb der Fiechterspitze zu finden. Im Bereich der Fiechterspitze konnte das Gestein jedoch nicht anstehend gefunden werden.

Allgäu-Formation (Unter- und Mitteljura)

Im Unterjura kann die Allgäu-Formation in den westlichen Nördlichen Kalkalpen in Form von Brekzien auftreten (TOLLMANN, 1976b). Bekannt ist die Allgäu-Formation jedoch vor allem für die Fleckenmergel, welche auch im Arbeitsgebiet aufgeschlossen sind. Die Allgäu-Formation tritt im kartierten Gebiet meist in einer Mächtigkeit von ca. 20 m auf. Es handelt sich dabei um Fleckenmergel und/oder grau-grüne Mudstones. Die Mudstones sind sehr dicht und zeigen zahlreiche Styrolithen. Zum Teil ist die Allgäu-Formation auch stark verfaltet. Morphologisch findet man in der Allgäu-Formation häufig auch flachgründige kleine Bodenansätze; es bilden sich auf ihr rötlich bräunlich verwitternde, stark lehmige Böden.

Ruhpolding-Formation (Oberjura)

Die Ruhpolding-Formation tritt im Arbeitsgebiet häufig und gut erhalten auf. Es handelt sich dabei um dünn-schichtige Radiolarite, deren Bankdicke zwischen 2 und 10 cm beträgt. Die Ruhpolding-Formation ist kräftig rotbraun bis violett, zum Teil auch grünlich gefärbt. Im Anschlag sind mit der Lupe zahlreiche Radiolarien zu sehen, zusätzlich ritzt das Gestein den Hammer und kann so leicht von den roten Ammergauer Schichten unterschieden werden. Im Arbeitsgebiet ist die Ruhpolding-Formation häufig stark gefaltet.

Ammergau-Formation (Oberjura–Unterkreide)

Die Ammergau-Formation besteht aus dichten, muschelig brechenden, gelblichen bis hellgrauen, teilweise auch leicht grünlichen mikritischen Kalken. Die Verwitterungs-farbe ist meist hellgrau bis gelblich. Im frischen Bruch sind diffus verteilt Radiolarien zu sehen. In manchen Bereichen kommen auch rote Ammergauer Schichten vor. Da sich die Ammergau-Formation oft direkt unter der Deckengrenze befindet, weist diese meist keine Schichtung, sondern eine Schieferung auf. Die Schieferung kann in diesem Fall nicht zur Konstruktion des Schichtverlaufes verwendet werden, jedoch können mit diesen Messwerten Aussagen über die Scherrichtung gemacht werden. Die Gesteine der Ammergau-Formation wurden früher wegen ihres Gehaltes an Aptychen auch Aptychenschichten genannt. Im Arbeitsgebiet wurden keine Aptychen entdeckt. Dies erklärt sich vermutlich mit der durchwegs starken tektonischen Beanspruchung dieses Schichtgliedes im Nahbereich der Deckenüberschiebung. Häufig sind jedoch Kieselkonkretionen zu sehen.

Die Ammergau-Formation tritt im Arbeitsgebiet in der gesamten Lechtal-Decke auf, ist häufig wandbildend und demnach meist gut erhalten.

Schrambach-Formation (Unterkreide)

Die Schrambach-Formation tritt im Gebiet nur sehr geringmächtig auf. Es handelt sich dabei um graugrüne bis braungrüne Mergelkalke. In Ausnahmefällen findet man auch Sandsteinlinsen. Die Schrambach-Formation ist aufgrund ihrer Nähe zur Deckengrenze extrem stark zerlegt. Entlang der Deckengrenze kommt es zur tektonischen Vermischung (Melange) von diversen Formationen (Reichenhall-Formation, Ammergau-Formation, Schrambach-Formation), wodurch die Abgrenzung von einzelnen Gesteinseinheiten im Kartiermaßstab unmöglich ist. In manchen Bereichen kann man daher nur noch von einem Störungsgestein (Kataklasit, Tektonit) sprechen. Die Schrambach-Formation kann kaum durchgehend kartiert werden, die Aufschlüsse sind aufgrund des hohen Zerlegungsgrades schlecht erhalten, die Ansprache als Formation schwierig. Zudem fungierten die Mergel der Schrambach-Formation als ausgeprägter Scherhorizont im Zuge der Deckenüberschiebung und wurden demnach zu einem großen Teil abgeschert.

Tektonische Strukturen

Die Deckengrenze

Im kartierten Gebiet befindet man sich in vielen Bereichen an der Grenze zwischen der Inntal- und der Lechtal-Decke (TOLLMANN, 1976a), wobei die Inntal-Decke das Hangende und die Lechtal-Decke das Liegende darstellt. Die Deckengliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen geht auf den Innsbrucker Geologen OTTO AMPFERER (1875–1947) zurück, der bereits bei seiner Dissertation im Karwendel den tektonischen Kontakt zwischen Ablagerungen der Kreide und den darauf aufgeschobenen Gesteinen der Trias erkannt hatte (AMPFERER, Jb. Geol. R.-A., 53, 169–252, 1904). Im Alpenquerschnitt von 1911, einer Arbeit die in vieler Hinsicht ein Meilenstein war (vgl. SENGÖR, Journal of Geology, 85, 631–634, 1977), skizzierten Ampferer und Hammer das erste Mal die Deckengliederung der Nördlichen Kalkalpen, wobei sie auf die Bezeichnung der Deckenkörper verzichteten, und nur die Überschiebungsflächen nannten (AMPFERER & HAMMER, Jb. Geol. R.-A., 61, 531–710, 1911). Die Begriffe Inntal-Decke und Lechtal-Decke wurden – zusammen mit der Allgäu-Decke – erstmals von AMPFERER (Verh. Geol. R.-A., 1912, 197–212) im Mieminger Gebirge und in den Lechtaler Alpen, sowie im Karwendel, geprägt. Die heute verwendete Deckengliederung stammt aus einer Zeit, in der die Deckennatur der Nördlichen Kalkalpen in Frage gestellt wurde. Im Zuge dieser Diskussion entwickelte TOLLMANN (1976a) ein dogmatisches Modell, in dem jede Einheit einer Decke zugeordnet war. Nachfolgende Arbeiten, die sich mit der Struktur der Alpen befassen, beziehen sich auf die Deckengliederung nach TOLLMANN (1976a). Seit langem sind jedoch Probleme mit dieser Deckengliederung bekannt, wurden von zahlreichen Autoren diskutiert (vgl. dazu SPENGLER, Jb. Geol. B.-A., 96, 1–64, 1953; TRÜMPY, Ecl. Geol. Helv., 62, 105–142, 1969; MAY & EISBACHER, Ecl. Geol. Helv., 92, 307–320, 1999; JANAK et al., Tectonics, 23, TC5014, 2004; VON EYNAT-

TEN, Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpisch umgelagerten Detritus, unpubl. Doctoral Thesis Univ. Mainz, 1996; GEUTEBRÜCK et al., Erdöl, Erdgas, 100, 296–304, 1984; RÜFFER & BECHSTÄDT, Jb. Geol. B.-A., 138, 701–713, 1995), unter anderem von HEISSEL (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 227–288, 1978) im bearbeiteten Gebiet. Im Wesentlichen handelt es sich auch bei der Deckengrenze im Arbeitsgebiet um eine Überschiebungsbahn, die zwei Einheiten voneinander trennt. Im Hangenden ist eine Serie von triassischen Gesteinen aufgeschlossen, welche auf die liegende Einheit, Gesteinsschichten von der Obertrias bis in die Unterkreide, überschoben wurden. Die während der tertiären Deformationen erfolgte sekundäre Überformung der eoalpin gebildeten Decken und Deckengrenzen lässt beide Decken in der sogenannten Karwendel-Schuppenzone (vgl. HEISSEL, 1978) nicht mehr klar voneinander abgrenzen. Die neuesten Geländeerkennnisse zeigen jedoch, dass die Inntal-Decke vermutlich wesentlich weiter nach Norden reicht als in den bisherigen tektonischen Gliederungen. Wir halten daher fest, dass aufgrund von durchreißenden Überschiebungen die Deckengrenze nicht konsequent ziehbar ist, sondern immer wieder versetzt wird, und daher die Inntal-Decke beispielsweise nicht immer die Hangende und die Lechtal-Decke nicht immer die Liegende Einheit darstellt. Die Deckengrenze ist das im Arbeitsgebiet strukturell auffälligste flächige tektonische Element. Entlang der Deckengrenze treten stark zerlegte Gesteine auf. Es handelt sich dabei meist um die Schrambach-Formation und/oder die Ammergau-Formation. Die Gesteine sind häufig stark geschiefert, eine Messung der Schichtflächen ist selten möglich. In Bereichen, in denen es zu einer Vermischung der Gesteine kommt, wurde entschieden, das Gestein als Tektonit zu bezeichnen. Dabei handelt es sich in einigen Bereichen um stark kleinstückig zerlegte und zerscherte Ammergau- oder Schrambach-Formation, in denen Blöcke der Ammergau- oder Ruhpolding-Formation schwimmen. In anderen Bereichen (beispielsweise in der Ostflanke des Laliedererts) handelt es sich um einen Kataklasit, dessen Ausgangsgestein aufgrund des hohen Zerlegungsgrades und der Zementierung durch Kalzit nicht mehr festgestellt werden kann. Häufig treten die Ammergau-Formation und die Schrambach-Formation in so knapper Wechselfolge auf, dass diese nur noch als Kontaktzone oder Mischzone in der Karte ausgehalten werden können. Zusätzlich lassen sich entlang der Überschiebung immer wieder Quellaustritte beobachten, welche vermutlich die Überschiebungsbahn über der Schrambach-Formation markieren. Die Schrambach-Formation bildet aufgrund ihres hohen Mergelgehaltes und den sich darauf bildenden Tonfilmen einen Wasser stauenden Horizont. Das Einfallen der Deckengrenze kann kaum direkt gemessen werden und orientiert sich meist an der darüber liegenden Reichenhall-Formation. In Bereichen, wo die Deckengrenze gut erschlossen ist, ist zu erkennen, dass sie parallel zur Schichtung des Hangendblockes verläuft. Die Reichenhall-Formation ist selten geschiefert und weist einen deutlichen Materialwechsel zwischen Kalken/Dolomiten und Rauwacken/Dedolomiten auf, der die Schichtung, selbst nahe der Deckengrenze, messbar macht. Die Reichenhall-Formation fällt im Bereich der Deckengrenze meist nach Süden bzw. Südosten und Südwesten mit ca. 5–30 Grad ein.

Störungen

Gebiet Stallental

Wie bereits erwähnt, ist am Fuße der Fiechterspitze in der Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) unterhalb des Hauptdolomites noch Wettersteinkalk zu finden. Zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit muss demnach eine Abschiebung liegen, deren weiterer Verlauf in Richtung des Lunstsattels weist. Eine genauere Untersuchung des Gebietes östlich des Lunstsattels war im Rahmen dieses Kartierauftrages jedoch nicht vorgesehen.

Gebiet Binsalm

Das Gebiet um die Binsalm ist von zahlreichen Störungen geprägt, welche nachfolgend kurz beschrieben werden. Die Deckengrenze ist nördlich des Binsalm-Niederlegers aufgeschlossen. Hier werden die Ammergau- bzw. die Schrambach-Formation nach oben durch die Deckenüberschiebung begrenzt. Die Basis des Hangendblocks über der Überschiebung ist die Reichenhall-Formation. In Richtung des Binssattels wird die Deckengrenze durch eine Abschiebung (Drijaggen-Abschiebung) um ca. 250 Hm versetzt. Zwischen dem Binssattel und dem Hahnkampfl folgt eine weitere Abschiebung (Binsattel-Abschiebung), welche die Kössen-Formation gegen den Hauptdolomit begrenzt; diese fällt mit ca. 40 Grad nach Westen ein (Orientierung der Abschiebung: STab (284/40)). Eine auffallende Störung (Lamsenjoch-Schafjöchl-Störung) zieht vom Gasthof Eng den Graben unterhalb der Binsalm entlang. Sie teilt sich in mehrere Äste, welche im Bereich des Westlichen Lamsenjoches wieder zusammenfinden. Die Störung teilt sich oberhalb der Binsalm in einen nördlichen und in einen südlichen Zweig.

Der nördliche Zweig begrenzt den Hauptdolomit im Norden gegen die südlich davon liegenden Tonschiefer der Raibler Schichten. Die Raibler Tonschiefer sind durch eine Störung zu trennen, da diese nur westlich des Westlichen Lamsenjoches aufgeschlossen sind, östlich davon jedoch nicht weiter verfolgt werden können. Der südliche Ast teilt sich wiederum in zwei Äste, wobei einer die Adnet-Formation und die Allgäu-Formation am Westlichen Lamsenjoch von den Raibler Tonschiefern nördlich davon sowie die Allgäu-Formation von der Abfolge der Kössener Schichten südlich davon trennt.

Gebiet Gumpenspitze

Auf der Ostseite unterhalb der Gumpenspitze ist die Deckengrenze auf einer Höhe von ca. 1.800 m aufgeschlossen. Entlang der Deckengrenze findet man die stark zerlegte Schrambach- und Ammergau-Formation. Die Deckengrenze verläuft weiter in Richtung des Gumpenjochs, biegt unterhalb des Gamsjoches auf einer Höhe von ca. 2.100 m um und verläuft, vorbei am Gumpenalm-Hochleger, nach Südsüdwesten unterhalb des Hohljoches und in weiterer Folge unterhalb der Laliderer Wände. Am Osthang der Gumpenspitze auf einer Höhe von ca. 1.700 m wird die Deckengrenze von einer durchreichenden Überschiebung versetzt. Dies führt dazu, dass es in den Gräben oberhalb der Engalm zu einer Verdoppelung der Schichtfolgen kommt. Das bedeutet, dass auf 1.500 m Seehöhe die Ammergau-Formation aufgeschlossen ist, die in Folge von der Reichenhall-Formation überlagert wird. Nachfolgend ist jedoch wieder die Ammergau-Formation und

darüber die Reichenhall-Formation aufgeschlossen. Die Verdoppelung der Deckengrenze kann durch eine durchreichende Überschiebung erklärt werden. Diese durchreichende Überschiebung (Gumpen-Überschiebung) zieht am Osthang der Gumpenspitze in Richtung Enger Grund; der genaue Verlauf konnte jedoch aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht geklärt werden. Die weitere Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung nach Süden könnte im Kern einer Synklinale in der Schrambach-Formation unterhalb des Hochglückkars zu suchen sein. Die Gumpen-Überschiebung setzt sich nach Westen unterhalb des Gumpenalm-Hochlegers und südlich des Einsiedels ins Laliderertal fort. Im weiteren Verlauf steigt die Überschiebung zum Ladizjöchl an.

Gebiet Ladizköpfl

Das Ladizköpfl gehört zum Hangendblock der Deckenüberschiebung und besteht zur Gänze aus Gesteinen der Reichenhall-Formation. Die Deckengrenze verläuft in diesem Bereich auf einer Höhe von ca. 1.820 bis 1.850 m. Die Falkenhütte steht auf der Reichenhall-Formation, die Deckengrenze in diesem Bereich ist durch stark zerlegte Gesteine der Ammergau- und der Schrambach-Formation im Liegendblock der Überschiebung charakterisiert.

Faltenstrukturen

In diesem Abschnitt werden die großmaßstäblichen Falten des Arbeitsgebietes beschrieben. Auf die Kleinfalten, wie sie beispielsweise in der Ruhpolding-Formation oder in der Ammergau-Formation zu sehen sind, wird nicht näher eingegangen.

Gebiet Teufelskopf

Der Teufelskopf (1.978 m) gehört zum Hangenden der Deckenüberschiebung und besteht aus einer aufrechten Trias-Abfolge, beginnend mit der Reichenhall-Formation bis hin zum Steinalmkalk. Der Teufelskopf ist auf der Südseite verfaultet, es handelt sich dabei um eine Synklinale, deren Faltenachse (FA), nach E einfällt (FA 089/13) und deren Achsenebene (AE) nach SSE fällt (AE 164/47).

Falten nördlich unterhalb des Hochglückkars

Unterhalb der Deckenüberschiebung in der Lechtal-Decke im Bereich des Hochglückkars bis in den Enger Grund sind mehrere Falten aufgeschlossen: Im unteren Abschnitt zwischen 1.400 und 1.480 m fehlt die Ammergau-Formation, die Schrambach-Formation grenzt unten und oben direkt an die Ruhpolding-Formation. In diesem Abschnitt findet sich eine erste isoklinale Synklinale, mit der Schrambach-Formation im Kern. Die Schichtung ist, außer in der Kössen-Formation, meist schwer messbar, da die Gesteine extrem reduziert sind und die gesamte Abfolge nur wenige Meter dick ist. Messbare Schichtflächen fallen nach Süden bzw. nach Südosten ein. Der Kern der Synklinale ist vermutlich in der Schrambach-Formation durchgeschert, zumal diese Abfolge in den westlich davon gelegenen Gräben nicht mehr anzutreffen ist. Bei dieser Störung könnte es sich um die Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung handeln. Nach oben folgt die Abfolge aus Ruhpolding-Formation, Ammergau-Formation und Schrambach-Formation, sowie von neuem Ammergau-Formation. Während die Ammergau-Formation als breites Band erhalten ist, bildet die Schrambach-Formation lediglich einen schmalen Streifen, der sich nach Osten schließt. Daher ist dieses

Auskeilen als Scharnier einer liegenden Synform, mit der Schrambach-Formation im Kern, zu interpretieren.

Drijaggen-Falte

Im Bereich der Drijaggen Alm, im Liegenden der Drijaggen-Abschiebung, ist die Lechtal-Decke verfaltet. Es handelt sich dabei um eine Antiklinale, mit einer Faltenachse (FA) von 111/03 und einer Achsenebene (AE) von 197/39. Aus diesem Grund findet man im Nordhang unterhalb der Drijaggenalm (Plattenkalk und Kössen-Formation) nur steile (60–85°), nach Norden fallende Schichten. Südlich der Drijaggenalm sind die Schichten südfallend und ebenfalls steil (ca. 60–75°). Direkt bei der Drijaggenalm liegen die Schichten flacher (15°), demnach befindet man sich hier am Scheitelpunkt der Falte. Zudem gilt, dass der Südchenkel der Falte zu einem großen Teil von der Drijaggen-Abschiebung abgeschnitten wird. In der Diskussion mit H. ORTNER wurde erwähnt, dass der Grund für das Umbiegen der Schichten auch aus dem Effekt der Schleppung an der Abschiebung stammen könnte, dies konnte jedoch noch nicht hinreichend geklärt werden.

Gebiet Schafjöchl

Die Kössen-Formation ist ca. 400 m ost-südöstlich des Gipfels auf der Südseite des Schafjöchl-Kamms in einem 10er-Meter Maßstab gefaltet. Es handelt sich dabei um ein NE-vergentes Antiklinal-Synklinal-Paar, mit einer FA von 121/11 und einer AE von 208/77.

Stratigraphische und tektonische Strukturen in den Nordwänden des Karwendel-Hauptkammes

Aufgrund der ungenauen Höhenliniendarstellung in den Felswänden auf der topographischen Karte kommt es häufig zu Verschnitten, die nicht den Einfallswerten entsprechen. Die Darstellung der Wände beruht aufgrund der Steilheit auf Geländeskizzen sowie auf Daten, welche an den zugänglichen Stellen erhoben wurden. Zusätzlich wurden digitale Geländemodelle (Laserscanning) und Luftbilder dazu verwendet, Schichtgrenzen zu kartieren. In allen Wandabschnitten sind zahlreiche steile, quer zu den Wänden streichende Störungen vorhanden, die in der geologischen Manuskriptkarte und in den geologischen Panoramen der erweiterten Fassung des vorliegenden Berichtes (GBA-Archiv) eingezeichnet wurden, die jedoch nicht zugänglich sind und für die demnach keine Messwerte vorgelegt werden können.

Wandabschnitt zwischen der Lalidererspitze und der Moserkarspitze

Die Wände zwischen dem Hohlloch und der Moserkarspitze beinhalten die Trias-Abfolge von der Reichenhall-Formation bis zum Wettersteinkalk. Wie bereits im Kapitel „Reifling-Formation“ erwähnt, keilt die Reifling-Formation von Ost nach West im Bereich des Enger Grundes aus oder verliert deutlich an Mächtigkeit, erst unterhalb der Moserkarspitze wird diese wieder westwärts deutlich mächtiger und hebt sich von der Virgloria-Formation ab. Diese Situation wird vermutlich durch „backstepping“ verursacht. Im Bereich des Enger Grundes scheint es durch die Progradation des Wettersteinkalk-Riffes zum Verschwinden (oder zur Mächtigkeitsreduktion) der Reifling-Formation zu kommen. Das Wiederauftauchen der Reifling-Formation im Bereich des Moserkars ist vermutlich auf das oben genann-

te „backstepping“, d.h. die strukturelle Tieferlegung des Ablagerungsraumes durch Abschiebungen, zurückzuführen. Am westlichen Rand unterhalb der Moserkarspitze ist die Faltung der Reichenhall-Formation und Virgloria-Formation deutlich zu sehen. Es handelt sich dabei um eine Antiklinale und eine nördlich anschließende Synklinale. Im östlichen Wandteil, zwischen der Kühkarspitze und der Bockkarspitze, lässt sich keine konkrete Abgrenzung des Steinalkalkes bzw. der Virgloria-Formation zum Wettersteinkalk vornehmen. Aus diesem Grund wird hier der Steinalkalk nur durch eine Linie symbolisiert. Im westlichen Wandteil ist die Abgrenzung aufgrund der besser erkennbaren Schichtfugen wieder klarer.

Wandabschnitt zwischen der Lalidererspitze und dem Hochglückkar

Zwischen dem Hochglückkar und dem Hohlloch ist in der Inntal-Decke eine aufrechte Trias-Abfolge zu sehen, wobei die Reichenhall-Formation über der Überschiebung an der Basis des Hangendblockes liegt. Zusätzlich hat es den Anschein, dass die Reifling-Formation im Bereich des Enger Grundes auskeilt. Dies kann jedoch nicht mit Sicherheit gesagt werden, da die Wände hier nicht zugänglich sind. Es könnte auch sein, dass es sich um eine deutliche Mächtigkeitsabnahme der Reifling-Formation handelt und selbige nur noch in Form einer Schichtfuge am Top der Virgloria-Formation vorhanden ist. Die Mächtigkeitsabnahme der Reifling-Formation fällt zusammen mit deutlich ausgeprägten Klinoformen an der Basis des Wettersteinkalks, was laut der bisherigen Geländebefunde nahelegt, dass die Reifling-Formation größtenteils durch den Wettersteinkalk ersetzt wird.

Wandabschnitt zwischen dem Hochglückkar und der Lamsenspitze

In diesem Abschnitt setzt sich die aufrechte Trias-Abfolge nach Osten fort. In Falllinie der Lamsenspitze ist eine NE-vergente Falte zu sehen, deren Faltenachse nach Süden und deren Achsenebene nach Südwesten einfällt.

Wandabschnitt zwischen der Fiechterspitze und der Lamsenspitze

Auffallend ist, dass die Mächtigkeit der Reifling-Formation in Richtung der Fiechterspitze wieder deutlich zunimmt. Wie bereits erwähnt sind die Wände von zahlreichen Störungen durchzogen. Bei einer der Störungen handelt es sich um die Fortsetzung der Drijaggen-Abschiebung, welche im Bereich des Westlichen Lamsenjoches die Deckengrenze nach Südwesten herabsetzt. Diese Abschiebung ist möglicherweise mit den Abschiebungen in der Nordost-Wandflucht zwischen Rotwandl- und Steinkarspitze zu verbinden.

Weitere Besonderheiten

Auf der Südostseite des Ladizköpfls zeigt die geologische Manuskriptkarte Ammergau- und Ruhpolding-Formation, die jeweils entlang der dortigen Felsbänder aufgeschlossen sind. Da die Felsbänder nicht zusammenhängen, sieht es so aus, als würde es in diesem Bereich durch eine Störung zum Versatz kommen. Weder im Gelände noch auf den Laserscanning-Bildern konnte jedoch ein Hinweis auf eine Störung gefunden werden. Vermutlich kommt es durch das hangparallele Einfallen der Schichten im Bereich des Versatzes zu diesem eigenartigen Geländeverschnitt.

Quartäre Ablagerungen und Massenbewegungen

Wie bereits erwähnt, wurden die quartären Ablagerungen vorwiegend von Kathrin BÜSEL kartiert. Ergänzend sollen hier noch einige Phänomene genannt werden. Moränenwälle spätglazialer Gletscherstände wurden im Bereich des Gumpenalm Hochlegers sowie unter dem Teufelskopf kartiert. Zusätzlich befindet sich auf der Südsüdostseite des Teufelskopfes eine flachgründige Rutschung. Der gesamte mittlere und untere Hang südöstlich unterhalb des Teufelskopfes wird durch eine große, tiefgreifende Felsgleitung charakterisiert, die z.T. auch die auflagernden Quartärablagerungen mit erfasst. Diese Massenbewegung wurde von Kathrin BÜSEL und Alfred GRUBER kartiert (näheres dazu im Bericht 2012 von Katrin BÜSEL, Jb. Geol. B.-A., 153, 2013, dieser Band). Eine weitere Felsgleitung mit markanten Bergerzeißungsphänomenen befindet sich auf dem nach Westen exponierten Hang oberhalb der Drijaggenalm. Entlang des Grates kommt es zur Bildung eines ausgeprägten Doppelgrates. Im Bereich der Felsgleitung treten auch weitere Zerrgräben auf. Entlang der Abrisskannte ist die Ammergau-Formation aufgeschlossen. Ursache dafür sind vermutlich die darunter liegenden, mechanisch inkompetenten Gesteine der Allgäu- und Kössen-Formation, welche durch ihren hohen Mergelanteil und ihre Wasser stauenden Eigenschaften einen guten Gleithorizont darstellen.

Zusammenfassung

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das kartierte Gebiet tektonisch durch die Überschiebung der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke geprägt ist. Die Überschiebung der Inntal-Decke fand in der höheren Unterkreide statt; die Schrambach-Formation stellt das jüngste, noch unter der Überschiebung liegende Schichtglied dar.

Eine wesentliche Erkenntnis aus der Kartierung ist, dass die Geometrie der Deckengrenze stark durch Abschiebungen geprägt ist, wie beispielsweise durch die Drijaggen-Abschiebung oder die Gumpen-Abschiebung.

Die Störungen in den großen Nordwänden des Karwendel-Hauptkammes können nur zum Teil strukturell und zeitlich zugeordnet werden. Bis auf die Drijaggen-Abschiebung ist keine der Störungen bis zur Deckengrenze hin aufgeschlossen. Die Störungen könnten demnach älter oder jünger als die Deckenüberschiebung sein. Es könnte auch sein, dass einige Störungen in den Wänden anisischen Ursprungs sind (siehe „backstepping“ – Reifling-Formation) und im Zuge der Deckenstapelung reaktiviert wurden.

Die Drijaggen-Abschiebung versetzt die Deckengrenze und ist demnach jünger als die Überschiebung. Bei der Gumpen-Überschiebung handelt es sich um eine out-of-sequence Überschiebung, die ebenfalls die Deckengrenze versetzt. Dazu muss festgehalten werden, dass die Gamsjoch-Antiklinale, die im Norden der Gumpenspitze liegt, dabei eine wesentliche Rolle spielt. Die Gumpen-Überschiebung schert eine in der Inntal-Decke bestehende Antiklinale durch und versetzt somit die Deckengrenze nach Norden.

Die zeitliche Abfolge der Deformationsereignisse in diesem Abschnitt lässt sich wie folgt rekonstruieren: In einem ersten Schritt erfolgte die Überschiebung der Inntal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a) auf die Lechtal-Decke (nach TOLLMANN, 1976a). Im Zuge der Überschiebung kam es zur

Faltung der Deckengrenze und somit zur Tieferlegung des Abscherhorizontes, was in der Folge ein Durchreißen der gefalteten Deckengrenze ermöglichte.

Folgende Fragen konnten im Zuge der Kartierung nicht beantwortet werden:

1. Der Verlauf der Gumpen-Überschiebung nach Südwesten konnte aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden.
2. Es ist unklar, ob es sich bei der Störung unterhalb des Hochglückkars tatsächlich um die Fortsetzung der Gumpen-Überschiebung handelt. Auch konnte deren Verlauf nach Westen nicht verfolgt werden.
3. Der weitere Verlauf der Drijaggen-Abschiebung nach Westen kann im Gelände nicht erhoben werden und wird vielleicht im Zuge der Datenauswertung im Rahmen der Dissertation zu lösen sein.

Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß

RAINER BRANDNER & LEOPOLD KRYSZYN
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die untersuchten fünf Mitteltrias-Profile auf dem UTM-Blatt 2223 Innsbruck liegen am Südrand (Hafelekar) bzw. am Nordrand (Hochglückkar, Bockkar, Hochalmkreuz) der Inntal-Decke (sensu bisheriger Abgrenzung) sowie knapp nördlich davon (Eng). Fazies- und Conodonten-Datenanalyse zeigen nun, dass die Nordtiroler Wettersteinkalk-Plattform auf Blatt Innsbruck einen ca. E-W streichenden Nukleus im Raum zwischen Eng–Laliderer Wand–Karwendelhaus hatte, von dem aus sie nach Norden und Süden wuchs. Da der Wettersteinkalk-Zug des Gamsjochs (Profil Eng) und der Torscharte (1.815 m) in der nördlichen Karwendelkette faziell direkt anschließt, kann bzw. muss diese und in weiterer Folge auch das im Westen verbundene Wettersteingebirge einer damit deutlich nach Norden erweiterten Inntal-Decke angeschlossen werden. Die Wettersteinkalk-Bildung beginnt im Nukleus im obersten Anisium (oberes Illyrium) und die Plattform progradiert bis ins frühe, obere Ladinium (Langobardium 2) mindestens 12 km nach Süden zum Hafelekar. Ein ähnlicher Progradationswert dürfte übrigens auch nordwärts im Wettersteingebirge vorliegen, wobei hier aber tektonische Verkürzungen das Bild komplexer gestalten.

Die detaillierten Altersdaten zeigen einen Hiatus und einen markanten Faziesschnitt an der Obergrenze des Steinalkalks, der durch lateral rasch wechselnde Fazies von Beckensedimenten (Reiflinger Kalk) zu flach offenermarinen Karbonaten („Bioklastischer Wackestone“ als Arbeitsbegriff) gekennzeichnet und durch ein, wohl post-Steinalmkalk angelegtes Relief bedingt ist. Die Profilaufnahmen erlauben eine Verfeinerung der Gesteinsansprache und die Ausscheidung von zusätzlichen Lithotypen, die zwischen Becken (Reiflinger Kalk s. str.) und Wetterstein-Riffkalk vermitteln. Es sind dies Bankfazies-Typen, die filamentreich („Filamentkalk“) oder detritusreich („Bioklastischer

Wackestone“, „Allodapischer Bankkalk“) ausgebildet sind und beträchtliche Mächtigkeiten bis 70 m erreichen können. Inwieweit eine kartenmäßige Ausscheidung sinnvoll ist, wird die weitere Kartierung zeigen. Bemerkenswert sind ferner die beträchtlichen Mächtigkeitsunterschiede im oberen Anisium zwischen dem Nukleus-nahen Profil Eng (mehr als 100 m) und dem Nukleus-fernen Profil Hafelekar (ca. 10 Meter), was zu dieser Zeit auf rasche und variable Subsidenz mit aggradierender Plattformrand-Architektur hinweist.

Die Mitteltrias-Arbeiten sollen 2013 insbesondere am Südrand der Inntal-Decke fortgesetzt werden, um auch hier erweiterte Grundlagen für die Klärung der tektonischen und paläogeographischen Position der isolierten Mitteltrias-Vorkommen im Raum Innsbruck zu gewinnen.

Lithologische Kurzbeschreibung und Conodontendaten

Profil Hochalmkreuz

Probe: KH 1

Lage: oberhalb Karwendelhaus, über Weg in 1.790 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 682708,0 / HW: 5255508,2.

Lithologie: massiger heller Detrituskalk (Wetterstein-Formation), der nach oben in eine „sand-shoal-Fazies“ mit tepee Strukturen übergeht. Darüber folgt eine mächtige Abfolge mit dicken, massigen Bänken biostromaler Diploporenschuttkalke. Am Top der Abfolge ist eine „downlap surface“ mit Klinoförmigen jenes Wettersteinkalkes entwickelt, der mit der Reifling-Formation (siehe Profile Bockkar und Hochglückkar) verzahnt.

Fauna: unproduktiv.

Alter: negativ.

Profil Bockkar

Das Profil wurde am Wandfuß der Bockkarspitze (1.910 m SH) aufgenommen.

Hier sind zwei Steinalmkalk-Bankfolgen entwickelt, die durch eine 2 m dicke Einschaltung von dunkelgrauen bis schwarzen Mudstones („Gutensteiner Kalk“) getrennt sind. Der 4 m mächtige obere Steinalmkalk besteht aus hellgrauem, arenitischem/ruditischem Riffdetritus mit viel Crinoiden und vereinzelt Brachiopoden. Es folgen 2 m dm-geschichtete Reiflinger Kalke ohne Kieselknauern und 8 m kaum geschichtete Detrituskalke mit Filamenten. Wir befinden uns hier im proximalen, riffnahen Bereich mit auskeilenden Reiflinger Schichten. Nach 22,6 m grobbankigen Riffschuttkalken folgt nochmals eine 50 cm dicke Einschaltung filamentreicher Schuttkalke (= Probe BK 2). Darüber setzt die Steilwand mit grobbankigen Riffschuttkalken ein.

Probe: BK 4

Lage: Wandfuß SW Spielissjoch, in 1.975 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 687904 / HW: 5251873.

Lithologie: Gutensteiner Kalk-Einschaltung in oberster Steinalm-Formation.

Fauna: *Paragondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV).

Alter: Oberes Pelsonium.

Probe: BK 3

Lage: Wandfuß SW Spielissjoch, in 1.980 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 688144,6 / HW: 5251875,7.

Lithologie: Bioklastischer Wackestone, Basis „Reifling-Formation“

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella excelsa* MOSHER.

Alter: Illyrium.

Probe: BK2

Lage: Wandfuß SW Spielissjoch, in 1.990 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 688155,6 / HW: 5251868,2.

Lithologie: Filamentkalk, 15 m über Basis Reifling-Formation.

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella liebermanni* KOVACS, *P. cf. praetrammeri* KRYSSTYN.

Alter: Oberes Illyrium.

Profil Hochglückkar

Profilbeginn bei ca. 1.930 m SH, UTM Koordinaten 693674 / 5250957, im oberen Teil der Steinalm-Formation. Die Steinalm-Formation überlagert hier eine Wechselfolge von Virgloria- und Annabergkalken.

Auf etwa 6 m ungeschichteten „Steinalmkalk“ mit Riffdetritus und coated grains folgen 3,2 m Knollenkalke (Filamentmikrite), in denen bereits helle Riffschuttlagen mit *Tubiphytes* eingeschaltet sind. Dunkelgraue bis schwarze, dm-geschichtete Knollenkalke mit wenig chert und ohne Riffdetritus leiten zu typischen Reiflinger Knollenkalcken mit Kieselknauern und 4 cm dicken Pietra-Verde-Lagen über. Ab 50,40 m über Top Steinalmkalk setzen 50 bis 150 cm dicke Kalkbänke peloidaler Mudstones ein, die mit Filament führenden Pelmikriten wechsellagern. Bei 54,30 m stellen sich nochmals Knollenkalke mit Kieselknauern ein, ab 66,10 m herrschen deutlich ausgeprägte Progradationszyklen vor. Die Zyklen bauen sich aus dm-geschichteten, Filament führenden Packstones mit flaseriger Schichtung und aus Meter bis mehrere Meter dicken Riffschuttkalken auf. Bei 108,80 m nimmt die Bankdicke auf 10 m zu. Die Progradationszyklen-Abfolge liegt an der Basis von deutlich entwickelten sigmoidalen Klinoförmigen, die nach Süden ausgerichtet sind.

Probe: HG 1

Lage: Nordfuß Eiskarspitze, W Pfad zum Hochglückkar, in 1.930 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693802 / HW: 5250972,5.

Lithologie: Bioklastischer Wackestone (top), Basis „Reifling-Formation“.

Fauna: *Paragondolella bystrickii* KOVACS & PAPSOVA

Alter: Unteres Illyrium.

Probe: HG 3

Lage: Nordfuß Eiskarspitze, W Pfad zum Hochglückkar, in 1.935 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693802 / HW: 5250972,5.

Lithologie: Reifling-Formation (Basis).

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV).

Alter: Illyrium.

Probe: HG 4

Lage: Nordfuß Eiskarspitze, W Pfad zum Hochglückkar, in 1.980 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693827 / HW: 5250920.

Lithologie: Filamentkalk (Basis), 60 m über Basis Reifling-Formation.

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella trammeri* KOZUR, *P. excelsa* MOSHER, *Gladigondolella tethydis* + ME.

Alter: Unteres Fasnium.

Probe: HG 5

Lage: Nordfuß Eiskarspitze, W Pfad zum Hochglückkar, in 2.030 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693855 / HW: 5250786.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, Wetterstein-Formation, 100 m über Basis Reifling-Formation.

Fauna: *Gladigondolella tethydis* + ME.

Alter: Ladinium.

Profil Eng

Profilbeginn (Koordinaten – UTM 32, RW: 693505 / HW: 5253887, 1.200 m SH) am Top der Steinalm-Formation mit 1 m dicker fossilreicher Kalkbank (Wackestone/Packstone mit Bivalven, Gastropoden, Crinoiden etc.). Der Übergang zu dm-geschichteten, 7 m mächtigen Kalkmikriten mit welligen Schichtoberflächen der Reifling-Formation ist geringfügig tektonisch gestört und schlecht zugänglich. An der Basis finden sich zunächst Detrituskalke, die knapp vor der ersten Pietra-Verde-Lage dünnbankiger werden und in graue Filament Mudstones übergehen. Es folgen 4,5 m dm-geschichtete Knollenkalke mit Filamentmikriten und weitere 7,5 m mächtige Knollenkalke mit Kieselknuern. Nach 23 m über dem Top der Steinalm-Formation setzt in diesem Profil die erste Riffdetritusschüttung mit einer 40 cm dicken Bank ein, die neuerlich von 50 cm Knollenkalken mit Kieselknuern überlagert wird. Bei 24 m erfolgt eine drastische Zunahme der Riffdetritusschüttungen, womit sich eine stärkere Progradationsphase der Karwendel-Plattform manifestiert. Die Bankdicken der folgenden Riffdetrituskalke nehmen in mehreren, etwa 4–5 m mächtigen Progradationssequenzen nach oben hin jeweils zu („thickening upward“). Die Progradationssequenzen starten mit peloidalen Mudstones und Wackestones mit unterschiedlichen Anteilen an Filamenten. Im oberen Teil des Profils (ab 81 m) sind mehrere Meter dicke Kalkbänke entwickelt. Intern ist kaum ein Schichtungsgefüge zu erkennen. Auffallend ist der hohe Anteil an Mudstone, in dem z.T. dolomitisierte Riffdetritus regellos verteilt ist. Daneben sind wenige, charakteristische Stromactisgefüge zu finden. Profilende bei Punkt N 472447,0 / E 113354,2, in 1.275 m SH.

Probe: EN 5

Lage: Wandfuß Bärenkopf, N Tischwald, Rinne in 1.300 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693468,6 / HW: 5254012,1.

Lithologie: Reifling-Formation, Basis.

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella trammeri* KOZUR, *P. excelsa* MOSHER, *Gladigondolella tethydis* + ME.

Alter: Oberes Illyrium.

Probe: EN 3

Lage: Wandfuß Bärenkopf, W Grüne Rinne Rinne in 1.260 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693492,6 / HW: 5254092.

Lithologie: Filamentkalk (20 m unter top), 90 m über Basis Reifling-Formation.

Fauna: *Neogondolella cornuta* (BUDUROV & STEFANOV), *Paragondolella liebermanni* KOVACS & KRYSZYN, *P. excelsa* MOSHER, *G. tethydis* + ME.

Alter: Oberes Illyrium.

Probe: EN 2

Lage: Wandfuß Bärenkopf, E Grüne Rinne, in 1.240 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 693525 / HW: 5254121.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, Wetterstein-Formation, 140 m über Basis Reifling-Formation.

Fauna: *Gl. tethydis* + ME.

Alter: Ladinium.

Profil Hafelekar

Probe: HK 1

Lage: Hafelekar-Südflanke, W Weg, in 2.025 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680276 / HW: 5242293.

Lithologie: Bioklastischer Wackestone, top „Steinalm-Formation“.

Fauna: *Paragondolella liebermanni* KOVACS & KRYSZYN, *G. tethydis* + ME.

Alter: Illyrium.

Probe: HK 5

Lage: Hafelekar-Südflanke, W Weg, in 2.030 m SH.

Lithologie: Filamentkalk, 3 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680276 / HW: 5242300.

Fauna: *Neogondolella* sp., *Paragondolella liebermanni* KOVACS & KRYSZYN, *P. excelsa* MOSHER, *P. trammeri* KOZUR, *G. tethydis* + ME.

Alter: Oberes Illyrium.

Probe: HK 6

Lage: Hafelekar-Südflanke, W Weg, in 2.035 m SH.

Lithologie: Filamentkalk, 8 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680276 / HW: 5242306.

Fauna: *N. praeungarica* KOVACS, *P. trammeri* KOZUR, *G. tethydis* + ME.

Alter: Fasnium.

Probe: HK 7

Lage: Hafelekar-Südflanke, W Weg, in 2.040 m SH.

Lithologie: Filamentkalk, 13 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680276 / HW: 5242312.

Fauna: *N. praeungarica* KOVACS, *P. trammeri* KOZUR, *G. tethydis* + ME.

Alter: Fassanium.

Probe: HK 8

Lage: Hafelekar-Südflanke, W Weg, in 2.050 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680276 / HW: 5242335.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, Wetterstein-Formation, 25 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Fauna: *Paragondolella inclinata* KOVACS, *P. trammeri* KOZUR, *G. tethydis* + ME.

Alter: Langobardium 1.

Probe: HK 9

Lage: Hafelekar-Südflanke, Weg, in 2.080 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680275 / HW: 5242391.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, Wetterstein-Formation, 75 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Fauna: *Paragondolella inclinata* KOVACS, *Gl. tethydis* + ME.

Alter: Langobardium 1.

Probe: HK 10

Lage: Hafelekar-Südflanke, Weg, in 2.110 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680119 / HW: 5242433.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, Wetterstein-Formation, 130 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Fauna: *Budurovignathus mungoensis* (DIEBEL), *Gl. tethydis* + ME.

Alter: Langobardium 1.

Probe: HK 11

Lage: Hafelekar-Südflanke, Weg, in 2.220 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 680195 / HW: 5242527.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, direkt unter Wettersteinriffkalk, 320 m über Basis Reifling-Formation („Seegrube-Mb.“).

Fauna: *Paragondolella trammeri* KOZUR, *Gl. tethydis* + ME.

Alter: Langobardium 1.

Profil Hinterberg

Probe: H 1

Lage: NW Kirchdorf/Tirol, in 780 m SH.

Koordinaten (UTM-Zone 32): RW: 756748 / HW: 5274185.

Lithologie: Allodapischer Bankkalk, „Leerberg-Subformation“, Wetterstein-Formation.

Fauna: *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV), *Gl. tethydis* + ME.

Alter: Unteres Karnium, Julium.

Bemerkung zur Gesamtsituation

Die Hangfazies des Wettersteinkalks wird hier direkt von etwa 10–20 m mächtigen, feingeschichteten, schwarzen Mergeln (Typ Göstlinger Schichten) überlagert, ohne dass eine Lagunenfazies des Wettersteinkalks eingeschaltet ist. Darüber folgen Reingrabener und Lunzer Schichten. Partnach Schichten, wie auf der GEOFAST-Karte Blatt ÖK 91 St. Johann in Tirol eingetragen, liegen hier nicht vor. Die Abfolge passt in der heutigen Position keinesfalls zum Wettersteinkalk der Kaisergebirgs-Scholle. Dort ist die lagunäre Fazies viel zu mächtig – auf die heute gegebene kurze Distanz ist ein primärer Faziesübergang nicht möglich.

Blatt 3106 Radenthein-Ost

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Turrach-Eisenhut auf Blatt 3106 Radenthein-Ost

TANJA ILICKOVIC
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Kartierungsgebiet Turrach-Eisenhut liegt im südwestlichen Teil der Steiermark und erstreckt sich im Bereich der Schattluchenhütte im Süden, dem Jagerlenz im Norden und dem 2.441 m hohen Eisenhut im Osten. Neben einer lithologischen Aufnahme wurde ein besonderes Augenmerk auf die strukturellen Gegebenheiten der tektonischen Einheiten gelegt. Aufgebaut wird das Gebiet durch die Bundschuh-Decke, die Stolzalpen-Decke und die Königstuhl-Decke (THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA, [http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit/183, 143, 384, 98, 99](http://resource.geolba.ac.at/tectonicunit/183,143,384,98,99), aufgerufen am 26.11.2012).

Lithologische Beschreibung zu den lithotektonischen (lithodemischen) Einheiten (vom Liegenden ins Hangende)

Die Bundschuh-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Die Bundschuh-Decke (THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA, 2012) bildet die liegendste Einheit des Kartierungsgebietes und ist von Turrach-NE bis zum Jagerlenz im N abgeschlossen.

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex

Der biotitreiche **Priedröf-Paragneis** tritt vorwiegend in Wechsellagerung mit Glimmerschiefern auf. Zudem sind im liegendsten Bereich feine Graphitschieferlagen von bis zu 10 cm Mächtigkeit vorzufinden. Der Priedröf-Paragneis weist eine massive Struktur auf, welche durch Quarz- und Biotitblasten sowie durch krenulierte Biotitlagen charakterisiert wird. Die Glimmerschieferlagen weisen gut sicht-

bare, leicht krenulierte S-Fläche auf. Die Quarzextensionsspalten, welche eine durchschnittliche Dicke von 1 cm haben, fallen in Foliationsrichtung ein.

Der im Hangenden folgende **Bundschuh-Orthogneis** (THESAURUS-REDAKTIONSTEAM/GBA, 2012) kommt im Kartierungsgebiet ausschließlich NNE von Turrach in stark überwachsenen Aufschlüssen vor. Er ist massig, quarz- und plagioklasreich und enthält rosa Alkalifeldspat-Porphyrroklasten. Einen weiteren Mineralanteil bilden kleine, grünliche bis dunkelgraue Hellglimmerplättchen.

Stangalm-Mesozoikum (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Die zum Ötztal-Bundschuh-Deckensystem gehörenden permomesozoischen Metasedimente des Stangalm-Mesozoikums (SCHUSTER et al., Erl. zur Geol. Karte 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geol. B.-A., Wien, 2006) treten im Kartierungsgebiet in Form von hellen und dunklen Dolomitmarmoren und dunklen Kalkmarmoren auf. Zum einen werden die Metasedimente vom Bundschuh-Priedröf-Komplex unterlagert, und zum anderen von den Metasedimenten der Königstuhl-Decke überlagert.

Der **dunkle Dolomitmarmor** ist in drei Aufschlüssen, und zwar im Steinbruch SE bei Turrach, auf dem darüber liegenden Forstweg sowie entlang des Forstweges NE von Turrach zu finden (Steinbruch: 5201608 N / 415287 E, darüber liegender Forstweg: 5201590 N / 415389 E und Forstweg NE von Turrach: 5201824 N / 416062 E). Dabei handelt es sich um einen dunkelgrauen, gebänderten mylonitischen Marmor mit feinen, S-parallelen Kalzitadern. Der dunkle Dolomitmarmor im Steinbruch ist stark kataklastisch beansprucht, das zu einer spröden Überprägung der mylonitischen Foliation führt.

Der **helle Dolomitmarmor** ist in einem schmalen Streifen östlich von Turrach bis südöstlich vom Jagerlenz auf einer Höhe von 1.540 m aufgeschlossen. Der hellgraue, weiß verwitternde mylonitische Dolomit tritt in Aufschlüssen entlang der Forstwege sowie immer wieder in Form von Felsrippen im Wald auf. Häufig ist auf den S-Flächen Hellglimmer zu beobachten. Zudem kommen im Bereich östlich von Turrach immer wieder feine Graphitlagen sowie Vererzungen in den Kalzitestensionsspalten vor. Ebenso ist das Vorkommen von gut ausgebildeten Ankerit- und Pyritkristallen nennenswert. Gelegentlich sind feine Graphitlagen im Dolomitmarmor eingeschaltet. Teilweise ist der Dolomitmarmor kataklastisch beansprucht.

Den hangendsten Bereich des Stangalm-Mesozoikums bildet ein fein foliierter, mylonitischer **dunkler Kalkmarmor**. Dieser zieht, ebenso wie der helle Dolomitmarmor, in nordöstlicher Richtung in einem dünnen Streifen durch das Kartierungsgebiet. Der Kalkmarmor ist hellgrau bis dunkelgrau fein gebändert und verwittert hell. Zudem treten immer wieder Kalzitklasten mit Schersinn Top ESE auf. Der Kalkmarmor ist hellglimmerarm. Die sekundären Kalzitlagen erreichen eine Dicke bis zu 0,5 cm.

Die Stolzalpen-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem gehörende lithotektonische Einheit der Stolzalpen-Decke wird im Bereich Hochschramm-Eisenhut durch Quarzphyllite, Eisendolomite, Grünschiefer und Metavulkanite in Form von Tuffiten und Hyaloklastiten aufgebaut. Diese überlagern die Metasedimente der Königstuhl-Decke. Die stark verfalteten Teile der Stolzalpen-Decke im Bereich der Schattluchenhütte

werden durch graue, violette und grüne Tuffite aufgebaut. Dieser Bereich ist wiederum mit Teilen der Königstuhl-Decke verschuppt.

Die **Quarzphyllite** sind als Gesteinszug von der Schattluchenhütte über den Hochschramm in nordöstlicher Richtung aufgeschlossen. Die feinen phyllitischen Lagen sind silbrig bis dunkelgrau und besitzen einen hohen Anteil an Hellglimmer. An einigen Stellen kann man ein SC-Gefüge erkennen, welches einen nordöstlich gerichteten Schersinn anzeigt. Die Quarzphyllite sind reich an grauweißen, z.T. leicht boudinierten Quarzlagen mit einer durchschnittlichen Dicke von ~0,5 cm. Häufig treten auch S-parallele, bis zu 15 cm dicke Quarzlagen auf.

Der **Eisendolomit** kommt im Bereich des östlichen Hochschramm in einem schmalen Streifen vor. Er ist massig ausgeprägt und an frisch angeschlagenen Flächen grau verkarstet, und aufgrund seines hohen Fe-Anteils sehr dicht. Die starke Ankeritisierung/Limonitisierung, vor allem entlang der bis zu 1 cm dicken Quarzextensionsspalten, ist sehr auffällig. Der Dolomit weist eine proto-mylonitische Struktur auf, welche im Hangenden häufig mit dünnen Grünschieferlagen wechsellagert. Im Liegenden wiederum sind mehrfach bis zu 1 mm dicke Phyllitlagen zwischengeschaltet.

Die **Grünschiefer** sind östlich des Hochschramm aufgeschlossen und ziehen von der südlichen bis zur nördlichen Grenze des Kartierungsgebietes. Zwischen den dunkelgrünen Lagen, welche reich an Aktinolith, Chlorit und +/- Epidot sind, befinden sich immer wieder kleine Albit- und Quarzblasten.

Die **Metavulkanite** der Stolzalpen-Decke bilden Tuffite und Hyaloklastite. Der Bereich im Hangenden des Grünschiefers bis zum Eisenhut, sowie der Bereich um die Schattluchenhütte, werden von diesen Lithologien aufgebaut:

Die feinkörnigen **Aschentuffite** treten hauptsächlich in violetter Farbe auf. Im Bereich des Eisenhutes befinden sich auch immer wieder grüne Tuffite, welche mit den violetten Tuffiten wechsellagern. Im Bereich der Schattluchenhütte kommen ebenso graue Metatuffite vor. Die Tuffite sind oft stark zerklüftet und haben schiefriiges Aussehen. Im Bereich des Eisenhutes sind an frischen Bruchflächen feine Quarzboudinagen zu sehen. Ein bis zu 25 cm großer, stark verwitterter Quarzklast ist direkt beim Gipfel zu finden. Allgemein ist dieses Gestein sehr stark mit Flechten besetzt. Vor allem im Bereich um die Schattluchenhütte sind die Metatuffite stark verfaultet, wodurch die Foliationsflächen sehr unterschiedlich einfallen.

Der **Hyaloklastit** zieht sich bis einige Höhenmeter unter den Gipfel des Eisenhutes. Er ist grünlich-bräunlich, kompakt und mit weißen Gesteinsfragmenten versehen. Die fein laminierten Lagen sind teilweise verfaultet und allgemein ist das Gestein stark mit Flechten besetzt. Die Hyaloklastite kommen nicht im Bereich der Schattluchenhütte vor.

In zwei Bereichen des Eisenhutes (5200748 N / 417542 E und 5200452 N / 417952 E) sind Teile der Metabasite, Dolomite und Quarzite stark sekundär vererzt.

Die Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die **Metasedimente** der Königstuhl-Decke bilden die lithostratigraphisch jüngsten Lithologien. Im Kartierungsgebiet werden diese von der Stolzalpen-Decke teilweise

überschoben. Neben leicht metamorphen **Konglomeraten** und **Sandsteinen** kommen auch immer wieder feinkörnige **Tonschiefer** und **Phyllite** vor.

Die **Phyllite** sind bräunlich bis schwarz und sehr feinkörnig ausgeprägt. Im liegendsten Bereich der Königstuhl-Decke sind Tonschieferlagen im Phyllit eingeschaltet. Teilweise kommen S-parallele Quarzextensionsspalten mit einer Dicke bis zu 0,5 cm vor.

Die „Sandsteinkonglomerate“ kommen sowohl in Form von gut sortierten grobkörnigen **Metasandsteinen** mit kleinen, bis zu 2 mm großen Quarzkomponenten, als auch als größere **Metakonglomerate** mit Komponenten von 5 cm Größe vor. Die Metasedimente sind bräunlich und haben einen hohen Hellglimmeranteil. Sie treten immer wieder in Wechsellagerung mit den Phylliten auf.

Lagerungsverhältnisse und strukturelle Beschreibung der lithotektonischen Einheiten (vom Liegenden ins Hangende)

Das kartierte Gebiet ist von der Bundschuh-Decke, der Stolzalpen-Decke und der Königstuhl-Decke aufgebaut.

Aufgrund polyphaser tektonischer Beanspruchung weist das Bearbeitungsgebiet stärker bis schwächer mylonitisierte Bereiche und einen isoklinalen bis offenen Faltenbau auf, welche kombiniert mit Geländebeobachtungen wiederum Rückschlüsse auf einen vom Liegenden ins Hangende abnehmenden Metamorphose- und Deformationsgrad erlaubt.

Duktile und sprödduktile Strukturen, Lagerungsverhältnisse und Schersinn

Die Bundschuh-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Die Foliationsflächen der **Priedröf-Paragneise** und **Glimmerschiefer** fallen im Durchschnitt flach gegen SE ein. Es sind sowohl duktile als auch sprödduktile Lineare ausgebildet, wobei das duktile Linear ESE-WSW und das sprödduktile Linear SSW-NNE streicht. Quarzklasten und gut ausgebildete SC-SCC-Gefüge in den Glimmerschiefern zeigen einen Top E gerichteten Schersinn. Die Lineare im Bundschuh-Orthogneis streichen ESE-WNW. Der Bereich des Priedröf-Komplexes ist wie die darüber liegenden Decken verfalltet. Die Faltenachsen tauchen in einem Winkel von circa 35° nach NW bis NE ab. Die Achsialebenen fallen in einem mittelsteilen Winkel gegen NE ein.

Die Ultramylonite des Stangalm-Mesozoikums fallen allgemein flach nach SE ein. Das durchschnittliche Einfallen der Foliationsflächen des **hellen Dolomitmarmors** geht gegen ESE und weist ein NNE-SSW streichendes sprödduktilen Linear auf. Die Foliationsflächen in dem stark isoklinal verfalltetem Bereich fallen gegen S ein und weisen ein duktilen ESE-WNW streichendes Streckungslinear auf. Der darüber liegende **Kalkmarmor** fällt gegen SE ein, mit einem ENE-WSW streichenden duktilen Linear. Der Schersinn ist Top ESE. Aufgrund der Verfaltung kommt es zu einem steilen Foliationseinfallen gegen NE mit einem spröden, nach SE abtauchenden Linear. Die Faltenachse steht mit 40° SW auf die steile, nach Westen gerichtete Achsialebene. Östlich von Turrach kann man aufgrund des Schichteinfalles nach SW und nach Osten und durch die steil stehende N-S streichende Achsialebene von einer isoklinal verfalltetem Antiform ausgehen.

Stolzalpen-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

In der Stolzalpen-Decke sind zwei Deformationsgrade beobachtbar; zum einen stark deformierte Bereiche bei der Schattluchenhütte, zum anderen kaum bis leicht deformierte Bereiche im Hangenden der Königstuhl-Decke. Die Tuffite bei der Schattluchenhütte unterlagern die Königstuhl-Decke und weisen eine mehrphasige Verfaltung auf. Dies ist darauf zurückzuführen, dass offene bis isoklinale Falten zu sehen sind und die gemessenen Faltenachsen flach bis steil in zwei Richtungen einfallen.

Großtektonisch fällt auf, dass die Foliationsflächen der liegenden Quarzphyllite, Eisendolomite und Grünschiefer durchschnittlich mit 5° bis 40° nach SE einfallen, wohingegen die Metavulkanite hauptsächlich nach SW einfallen. Daraus könnte man auf eine auskeilende offene Synform schließen.

Die Foliationsflächen der **Quarzphyllite** fallen durchschnittlich gegen Süden mit E-W streichenden, duktilen Linearen ein. Der Schersinn anhand von SC-Gefügen ist Top NE. Die Foliationsflächen des **Eisendolomites** fallen gegen SE und weisen ESE-WNW streichende Lineare auf. Der **Grünschiefer** fällt gegen SE ein und die Lineare streichen ESE-WNW. Die Foliationsflächen der **Tuffite** fallen gegen SW ein und haben ein ESE-WNW streichendes Linear. Der **Hyaloklastit** fällt von SE bis NW ein und das Streichen der Lineare verläuft ESE-WNW.

Der Bereich zwischen dem Hochschramm bis zum Gipfel des Eisenhutes hingegen zeigt eine gut erkennbare primäre Isoklinalverfaltung und eine sekundäre offene Verfaltung. Vor allem in den Quarzphylliten treten neben kleinmaßstäbigen Isoklinalfalten, M-Faltenstrukturen mit flach nach SSE eintauchenden Faltenachsen und SE-NW einfallenden Achsialebenen auf. Im Faltencharnierbereich der offenen Falten sind spröde Brüche vorhanden. Ins Hangende hin sind nur offene Falten zu beobachten. Die SC-Gefüge im Quarzphyllit zeigen Top NE gerichteten Schersinn. Die Metavulkanite weisen Top E gerichtete Deltaklasten auf. Die duktilen Lineare streichen SE-NW, wohingegen die spröden Lineare NNE-SSW streichen.

Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die Foliationsflächen fallen hauptsächlich mittelsteil bis flach gegen Osten und SE ein. Die duktilen Lineare tauchen mittelsteil bis flach nach SE ab. Die Faltenachsen-ebenen fallen sowohl nach S als auch nach N ein. Aufgrund der Verfaltung variiert das durchschnittliche Einfallen von SE nach SW.

Spröttektonische Beschreibung

Neben den duktilen Strukturen sind im Bereich Turrach-Eisenhut auch spröttektonische Merkmale vorhanden. Es gibt mehrere Generationen von Harnischen. Zum einen ein älteres E-W streichendes Störungssystem, welches oft in Form konjugierter Harnische vorkommt, als auch NE-SW bzw. N-S streichende Störungsflächen, welche entlang der präexistierenden Strukturen verlaufen. Häufig sind, je nach Beanspruchung des Gesteines, Ultra- bis Proto-Kataklastite zu finden. Auffallend sind Vererzungen entlang dieser Klufflächen. Am Gipfel des Eisenhutes kann man in den Metavulkaniten NNE-SSW streichende Gräben erkennen, welche vermutlich auf parallele Störungen zurückzuführen sind und zu der zweiten Generation an spröden Störungen gehören.

Zusammenfassung

Aufgrund der gut makroskopisch unterscheidbaren Lithologien und der strukturellen Begebenheiten sind im Gebiet Turrach-Eisenhut die Deckengrenzen gut definierbar.

Die Foliationsflächen streichen hauptsächlich NE–SW, wobei sie je nach Verfaltung nach SE oder NW einfallen. Im Kartierungsgebiet kommen zwei Generationen von Linearen vor. Zum einen ältere, duktile, überwiegend ESE–WSW streichende Streckungslineare, und zum anderen jüngere, spröde-duktiler SSW–NNE verlaufende Lineare, welche die ältere Generation oftmals überprägen. Anhand von monoklinen Klastgeometrien und SC-Gefügen kann eine Bewegungsrichtung Top E (für die ältere, duktile Deformation) ausgemacht werden.

Das Gebiet ist vor allem im Liegenden stark isoklinal verfaltet, wobei der Deformationsgrad ins Hangende hin abnimmt. Vor allem in den Marmoren des Stangalm-Mesozoikums kann man eine schöne Isoklinalverfaltung in den Aufschlüssen beobachten. Die primäre enge Verfaltung wird teilweise durch eine sekundäre, offene Verfaltung überprägt. Dies ist sehr gut in den Quarzphylliten der Stolzalpen-Decke zu erkennen.

Die spröden Harnischflächen lassen sich in zwei Generationen einteilen. Einerseits in E–W streichende konjugierte Störungssysteme und andererseits in NE–SW bzw. N–S streichende Bruchsysteme.

Blatt 3213 Kufstein

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Zahmer Kaiser (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahme des Zentralteils der Kaisergebirgs-Synklinale (Gebietsumrandungen: Hintere Kesselschneid–Kohalm–Griesenau–Stripsenjoch–Hans-Berger-Haus) wurde im Frühsommer und Spätherbst 2012 durchgeführt. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Kartenwerke der GBA zur Verfügung:

- Geologie des Kaisergebirges inklusive Erläuterungen (ZERBES & OTT, Jb. Geol. B.-A., 142/1, 95–143, 2000).
- Provisorische Geologische Karte GEOFAST 1:50.000, Blatt 90 Kufstein (PAVLIK, 2005).

Naturräumlicher Überblick

Das Kartierungsgebiet umspannt das „Herzstück“ der Kaisergebirgs-Synklinale, die zentral gelegene Hochebene der Feldalm und Hochalm vermittelt zwischen dem Kaisertal im Westen sowie dem Weißenbachtal, Kohalmtal und Kaiserbachtal im Osten. Umrahmt wird das Almgelände im Norden vom Zahmen Kaiser (Kambereich Hintere Kesselschneid, 1.995 m bis Kleiner Rosskaiser, 1.926 m), im Süden vom Kamm Feldkogel (1.815 m)–Stripsenkopf (1.807 m)–Oberer Häuslkopf (1.578 m)–Unteren Häuslkopf (1.403 m). Der tiefste Punkt des Kartierungsgebietes ist Hinterbärenbad (829 m). Südlich des Stripsenkopfes liegt mit dem gleichnamigen Joch die Verbindung zum sehr steilen bis senkrechten Nordabfall des Wilden Kaisers. Entsprechend seiner Morphologie ist die Entwässerung zweigeteilt, wobei die Wasserschneide entlang einer N–S gerichteten Linie Hochalm–Ropanzan–Feldalm–Stripsenkopf–Stripsenjoch verläuft. Das Gelände westlich davon entwässert in den Kaiserbach und nachfolgend in den Inn, das Gebiet östlich in die Bäche Griesner Bach, Kohalmbach und Weißenbach. Diese wiederum entwässern bei Kössen in die Großache.

Die Ausrichtung aller genannten Täler des Kartierungsgebietes wird durch die Faltenachse der Kaisergebirgs-Synklinale vorgegeben und ist strikt WSW–ENE gerichtet.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die E–W ausgerichteten Bergkämme bestimmt und kann als feuchtgemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau nahe des Kalkalpen-Nordrandes und der daraus resultierenden geschützten Lage des Kaisergebirges hinter den westlichen Chiemgauer Alpen fällt für die Höhenlage lediglich durchschnittlich viel Schnee und Niederschlag.

Schichtenfolge Trias

Wettersteinkalk (Lagunenfazies) & **Wettersteinkalk** (Rifffazies)

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk als älteste im Kartierungsgebiet auftretende Lithologie erscheint gemäß dem WSW–ENE gerichteten Faltenbau der Kaisergebirgs-Synklinale im N und im S des Kartierungsgebietes und entsprechend seiner lithologischen Kompetenz als wichtigster Hauptgipfelbildner des Zahmen und Wilden Kaisers. Seine Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet beträgt mehrere hundert Meter; ZERBES & OTT (2000) nehmen im Kaisergebirge an der Maukspitze maximale Mächtigkeiten von bis zu 2.000 m an.

Die **Wettersteinkalk-Lagunenfazies** ist durch eine auffallende und deutliche Bankung gekennzeichnet, die durch einen Wechsel von bis zu mehreren Metern mächtigen, kompakten grauen Kalkbänken und zwischengeschalteten, wesentlich geringmächtigen weißlichen, intern laminierten Dolomiten verursacht wird. Die rigiden Kalkbänke sind als hellgrau verwitternde, im frischen Anschlag graue Mikrite mit sparitverheilten Klüften und sehr geringem (makroskopisch sichtbarem) Fossilgehalt zu charakterisieren. Sehr vereinzelt treten Organismenreste auf, die als Wirtelalgen gedeutet werden könnten – Wirtelalgen stellen nach ZERBES & OTT (2000) im Gegensatz zu anderen kalkalpinen Bereichen (z.B. Zugspitzmassiv) eher eine Ausnahme dar. Weitere erkennbare Strukturen sind lagige, teilweise etwas verwaschene Stromatolith-Lagen (entlang des Aufstiegsweges zum Kleinen Roßkaiser) sowie Kalke mit typischen lagunären Faziesmerkmalen wie Stromataktis, Pisolite, Mud Pebbles u.ä.

Im Gegensatz zu den Lagunenkalen präsentieren sich die **Wetterstein-Riffkalke** als ein weitgehend massiges, lokal

sehr schlecht gebanktes Schichtglied. Die Gesteine sind gelblichweiße bis mitunter leicht fleischfarbene Kalke (z.B. am Kleinen Roßkaiser). Die typischen Großoolith-Strukturen, die vadoses Auskristallisieren von einstigen Hohlräumen riffogener Brekzien repräsentieren, wurden nicht gefunden (vgl. ZERBES & OTT, 2000), sehr wohl dagegen Reste von Kalkschwämmen und dem für den Wettersteinkalk typischen Riffbildner *Tubiphytes obscurus* (MASLOW). Letztere sind als nur millimetergroße, typisch milchig-weißliche „Flämmchen“ im – im günstigen Fall – regennassen Gestein mit glatten Bruchflächen zu erkennen

Nordalpine Raibler Schichten

Raibler Sandstein; Raibler Rauhwacke; Raibler Kalk; Raibler Dolomit

Julium (unteres Karnium) bis Tuvalium (oberes Karnium)

Die Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten sind ihrer stratigraphischen Position entsprechend als relativ schmales, aber morphologisch wie lithologisch sehr markantes Band den Hauptlithologien des Kartiergebietes – Wettersteinkalk und Hauptdolomit – zwischengeschaltet. Während ihr Vorkommen am Nordschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale tektonisch reduziert ist, zeigt sich ihre lithologische Vielfalt und „klassische“ dreifache Ausbildung sensu SCHULER (Erlanger Geol. Abh., 71, 1968) am Südschenkel der Synklinale unter den Steilabbrüchen des Wilden Kaisers nahezu beispielhaft. Die etwa 200 m mächtige Abfolge erlaubt die Auskartierung vielfältiger lithologischer Unterschiede wie Tone, Mergel, Sandsteine, Kalke, Dolomite und Rauhwacken:

1. Zyklus – „Untere Schiefer-tonfolge“ (R 1a):

Die Abfolge beginnt, wie bei SCHULER (1968) beschrieben, mit einem mächtigeren, markanten Tonschiefer- und Sandsteinzug. Der scharfe lithologische Wechsel von verwitterungsbeständigen Wettersteinkalk zu den erosionsunbeständigen weichen Tonen und Schiefen ist am besten im Teufelswurzgarten am Zustieg zum Normalweg auf das Totenkirchl nachzuvollziehen. Hier ist der einzige direkte Kontakt von lagunärem Wettersteinkalk zur untersten Schiefer-tonfolge erschlossen: in der tief eingeschnittenen, schwer zugänglichen Rinne stehen ca. 15 m mächtige, graue bis dunkelgraue Kalkmergel an. Karbonatfreie, schwarze Schiefer („Reingrabener Schiefer“) sind – wie an anderen Lokalitäten, beispielsweise im Chiemgau (vgl. HORNUNG & ORTNER, Erl. zur Geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8341 Seegatterl, übermitteltes, noch nicht gedrucktes Manuskript, München, 2011) oder Regionen im Berchtesgadener Bereich und Wettersteingebirge (HORNUNG, The „Carnian Crisis“ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints, Diss. Univ. Innsbruck, 2007) – im Kaisergebirge anscheinend nicht erschlossen. Bereits 3 m über der Liegendgrenze sind die ersten fossilreichen Kalksandsteinlinsen (Briachiopoden, Spurenfossilien) zwischengeschaltet.

Wie u.a. bei SCHULER (1968) und HORNUNG & ORTNER (2011) beschrieben, schalten sich in die Abfolge von Mergel und Kalksandsteinen auch in der Kaisergebirgs-Synklinale zwei charakteristische Sphaerocodienbänke („Onkoidbank“, Muschelschill führend mit *Cardinia* sp., benannt nach „*Sphaerodoium bornemanni*“ ROTHPLETZ) ein. In der ersten Schiefer-tonfolge unter dem Totenkirchl fanden sich lediglich Lese-funde. Die weichen und porösen, mittelkörnigen und Karbonat führenden Sandsteine zeigen im Anschlag graue

bis grünlichgraue Färbung, verwittern jedoch aufgrund von Oxidationsprozessen eisenhaltiger Mineralkomponenten, ähnlich den liegenden Tonschiefern, dunkel ockerfarben bis bräunlich. Der Mineralgehalt wurde nach SCHULER (1968) mit Quarz und Feldspat als Hauptgemengteile, mit Glimmer, Chlorit, Tonmineralien und Glaukonit sowie Pyrit als Nebengemengteile bestimmt.

1. Zyklus – „Untere Kalk-Dolomit-Folge“ (R 1b):

Über der „unteren Schiefer-tonfolge“ folgen zum Hangenden hin dunkle, teilweise bankintern fein laminierte, bituminöse Kalke. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Zwischengeschaltet sind ca. 3 m mächtige braungraue fossilfreie, laminierte Dolomite. Im Teufelswurzgarten ist dieser Zyklus als markante Kalknadel herauspräpariert.

2. Zyklus – „Mittlere Schiefer-tonfolge“ (R 2a):

Ist sowohl im Teufelswurzgarten, als auch unter dem Predigtstuhl schuttüberdeckt. Am Aufstiegs-weg von der Griesner Alm zum Stripsenjochhaus sind wenige Meter graue bis dunkelgraue, Karbonat führende und fossilfreie Mergel erschlossen.

2. Zyklus – „Mittlere Kalk-Dolomit-Folge“ (R 2b):

Sowohl am Teufelswurzgarten, als auch im Raibler Vorkommen unter dem Predigtstuhl wird die „Mittlere Kalk-Dolomit-Folge“ durch grobgebankte bis massige, mitunter mikritische und/oder laminierte Kalke gebildet, die im Vergleich zur liegenden Serie etwas dunkler gefärbt sind und im frischen Anschlag stark nach Bitumen riechen. Diese Folge ist mit weniger als 20 m Mächtigkeit recht gering ausgebildet.

3. Zyklus – „Obere Schiefer-tonfolge“ (R 3a):

Am Teufelswurzgarten schuttüberdeckt, zeigt sich der obere Schiefer-tonhorizont lediglich knapp unterhalb des Aufstiegs-wegs zur Fritz-Pflaum-Hütte auf ca. 1.200 m SH. Auch hier handelt es sich um ca. 20 m mächtige, graue bis dunkelgraue, Karbonat führende und fossilfreie Kalkmergel.

3. Zyklus – „Obere Kalk-Dolomit-Folge“ (R 3b):

Die mit deutlichem Abstand am mächtigsten ausgebildete oberste Raibler Kalkfolge ähnelt in lithologischem Habitus sehr stark dem hangenden Hauptdolomit. Die Grenze zum Hauptdolomit ist zwar am Stripsenjoch und oberhalb der Griesner Alm zwar durch Aufschiebungen tektonisch amputiert, jedoch sind die zuoberst erschlossenen Raibler Dolomite als laminierte, teilweise bituminöse Dolomikrite dem Hauptdolomit sehr ähnlich. Bei den Kalken handelt es sich um grobgebankte dolomitische, nur sehr gering bituminöse Kalke. Erwähnenswert sind am Teufelswurzgarten großflächig auf den steilstehenden Schichtflächen erhaltene Oszillationsrippeln als Zeichen der Ablagerung in flach-marinen Habitaten.

Fazies: Das ternäre System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen in E-W-Richtung über mehrere hundert Kilometer verfolgen und korrelieren. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria), SEPM Special Publication, 60, 751–761, 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 Mi-

lieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalke während Regressionen abgelagert (BRANDNER & POLESCHINSKI, Jahresber. Oberrheinischen Geol. Vereins, 68, 67–92, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998).

Alter: Das Alter der Raibler Schichten kann aufgrund mangelnder biostratigraphischer Marker innerhalb der bajuarischen und tirolischen Deckeneinheiten nicht eindeutig angegeben werden. Entgegen früherer Annahmen, die „Raibler Schichten“ mit der Stufe „Karnium“ gleichsetzten, konnte HORNING (2007) für tethyale, neritische Schichtfolgen in einem multistratigraphischen Ansatz und einem sequenzstratigraphischen Modell für diese Einheit den Zeitbereich vom Cordevolium (oberes Julium) bis knapp unter die Karnium-Norium-Grenze nachweisen.

Hauptdolomit und Hauptdolomit kalkig

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium) Der Hauptdolomit ist die dominierende Lithologie des Kartiergebietes und umfasst die mittleren Hang- und Flankenbereiche des Zahnen Kaisers, die Hochebene der Hochalm sowie den Kammzug Stripsenkopf–Feldberg bis in die Niederungen des Kaisertales nahe dem Hans-Berger-Haus und Hinterbärenbad.

Abschätzungen über die Maximalmächtigkeit der intern weitphasig verfalteten monotonen und deswegen schwer untergliederbaren Hauptdolomit-Sequenz sind schwierig: ZERBES & OTT (2000) gehen von ca. 1.900 m aus – diese Angabe bezieht sich jedoch auf ihr Profil. Die wahre Maximalmächtigkeit dürfte in der Kaisergebirgs-Synklinale zwischen 900 und 1.200 m liegen.

Typischerweise liegt der Hauptdolomit als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er ist meist im dm- bis m-Bereich gut gebankt, kann lokal allerdings auch undeutlich gebankt bis massig erscheinen. Brekziierte Zwischenlagen kommen vor. Die Bankflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – an Biogenen sind selten lediglich überlieferter Muschelschalen-Schill zu erkennen.

Obgleich im Zentralbereich der Kaisergebirgs-Synklinale rund um die Feldalm mutmaßlich einigermaßen lithologisch und stratigraphisch vollständig überliefert, lässt sich die hier kartierte Gesteinssequenz aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussverhältnisse kaum bis nur unzureichend untergliedern. Aus diesem Grund wurde auf eine gesonderte Auskartierung verzichtet, nicht zuletzt der besseren Lesbarkeit der Karte wegen.

Lithologische Marker, wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Kalke mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden nicht beobachtet, jedoch Faziesmerkmale, wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (Facies, 38, 207–228, 1998) treten lokal auf. Im Bereich der Feldalm und nördlich des Ropanzen, nahe der Grenze zum hangenden Plattenkalk, treten immer wieder dicke Einzelbänke und/oder Bankgruppen mit intraformationellen Brekzien auf. Die Brekzien entstanden infolge

synsedimentärer Umlagerung noch unverfestigten Karbonatschlamm durch Sturmereignisse (Tempestite). Einzelne Dolomitmäntel zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- 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 (spartisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*, 2004).

Am Wanderweg vom Stripsenjoch zur Feldalm sind mehrere Meter bis wenige Zehnermeter mächtige kalkige Einschaltungen im Hauptdolomit beobachtbar. Diese treten aufgrund ihrer größeren Verwitterungsresistenz als Härtinge hervor. Nach ZERBES & OTT (2000) lassen sich diese keinem bestimmten stratigraphischen Niveau zuordnen. Neben dem deutlich höheren Kalkgehalt zeigen die Kalkbänke eine deutlich größere Fossilführung, makroskopisch vorwiegend bestehend aus Muschelschill – unter der Lupe lassen sich teilweise zerfallene Ostrakodenschälchen erkennen.

Erwähnenswert sind zwei Zonen mit tektonisch induzierten kakiritisierten Störungsbrekzien, einerseits am Nordschenkel der Synklinale unter Hinterer Kesselschneid und Roßkaiser, andererseits in einem etwa 100 m breiten Band vom Stripsenjoch bis unter den Feldberg. Dass es sich hier nicht um intraformationelle Brekzien handelt, zeigt die partienweise diffus erhaltene Reliktschichtung – diese kann partienweise erhalten, lokal jedoch auch komplett verwischt sein. Das Vorkommen der Brekzien am Nordschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale kann mit der Kompression und damit einhergehenden Kompression an NNW-gerichteten Aufschiebungen erklärt werden, die Zone am Stripsenjoch und Feldberg mit einer augenscheinlichen Reduzierung der Ausstrichbreite des Hauptdolomits, was auf eine tektonisch verursachte Reduktion der Gesamtmächtigkeiten verursacht sein könnte.

Nahe der Grenze zum hangenden Plattenkalk nimmt der Kalkgehalt des Hauptdolomits sukzessive zu. Dessen Obergrenze wurde mit dem Einsetzen mächtigerer und durchgehender Kalkabfolgen und einer deutlichen morphologischen Geländeversteilung gezogen.

Plattenkalk

Sevatium (oberes Norium)

Der bis zu 200 m mächtige Plattenkalk im Sinne von GÜMBEL (Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, 1861), ist nahe des Zentralabschnittes der Kaisergebirgs-Synklinale erschlossen. Aufgrund der flach nach ENE abtauchenden Muldenachse erstreckt sich sein Vorkommen vom Ropanzen zwischen Hoch- und Feldalm über den Feldberg nach E und konzentriert das kleine, von der Feldalm zum Kohlsattel emporsteigende Sekundärtälchen sowie dessen östliche Fortsetzung, das Kohlalmal.

Lithologie: Der Plattenkalk ist in unverwittertem Zustand durch ebenbankige, hellgraue bis hellbraungraue, dichte mikritische bis sparitische Kalke (Packstones, Wackestones) gekennzeichnet. Seine Untergrenze wird mit dem Auftreten durchgängiger Kalkfolgen gezogen, die im Gegensatz zum Hauptdolomit eine eindeutige Reaktion mit verdünnter Salzsäure zeigen. Neben auf den ersten Blick praktisch fossilereichen, recht homogenen, reinen, grauen Mikriten mit muschelartigem, scharfem Bruch treten auch Pelite sowie filamentreiche, dunkelgraue Flaserkalke auf, letztere vorzugsweise im oberen Abschnitt als eine Art „Übergang“ zur hangenden Kössen-Formation.

Rein morphologisch gesehen tritt der Plattenkalk in Relation zum Hauptdolomit durch steilere Flanken- und Wandbildung in Erscheinung, hervorgerufen durch größere Erosionsbeständigkeit (höherer Kalkgehalt). Besonders deutlich wird dies am Felskamm, der die Weideareale der Feldalm von der etwas höher gelegenen Hochalm wandartig abgrenzt. Die wallartige Geländeform findet ihre östliche Fortsetzung im Kohllahnerkopf (1.556 m) und dem bereits außerhalb des Kartiergebietes liegenden Scheibenkogel (1.614 m), der Weißenbachtal gegen Kohlalmatal abgrenzt.

Thierbergkalk („Rehaukalk“ oder Dachsteinkalk i.w.S.)

Unteres Rhaetium

Am Aufstiegsweg vom Feldalmsattel zum Stripsenjochhaus liegt nahe der Passhöhe das einzige Vorkommen von Thierbergkalke (auch „Rehaukalke“ in ZERBES & OTT, 2000), benannt nach der Typlokalität Rehau im Osten des Eiberger Beckens.

Lithologie: Der max. 20 m mächtige Thierbergkalk entspricht rein lithologisch und mikrofaziell einem Oberrhätalkalk, jedoch vermittelt seine stratigraphische Position zwischen Plattenkalk im Liegenden und Kössen-Formation im Hangenden, sodass er eigentlich als „Unterrhätalkalk“ bezeichnet werden sollte. Die nahe des Feldalmsattels erschlossenen, stark verkarsteten, hell weißlichen bis hellgrauen, mikritischen Kalke sind massig ausgebildet – und makroskopisch fossilfrei.

Das isolierte Vorkommen von Thierbergkalke am Südschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale deutet darauf hin, dass diese Lithologie – ähnlich wie der stratigraphisch jüngere Oberrhätalkalk – mit der Beckenfazies der Kössen-Formation verzahnt und somit einen flachmarinen, „riffogenen“ Ablagerungsraum widerspiegelt.

Kössen-Formation

Oberes Sevatium (oberstes Norium) bis Rhaetium

Die Kössen-Formation liegt im Zentralabschnitt der Kaisergebirgs-Synklinale. Das westliche Vorkommen konturiert den hier tiefjurassischen Synklinalkern zwischen Ropanzen und dem Anstieg vom Feldalmsattel zum Stripsenkopf. Nach Osten hin mit nach WSW auftauchender Synklinalachse bilden die Kalke und Mergel der Kössen-Formation rund um den Kohlalmatal den Synklinalkern. Zudem ist die Kössen-Formation unmittelbar südlich des Ropanzen in einer Spezial-Synklinale erhalten.

Bei der Bearbeitung der Kössen-Formation im Rahmen der gegenständlichen Kartierung wurde auf die Abgren-

zung von „Kössener Mergel“ aufgrund nicht immer günstiger Aufschlussverhältnisse sowie Darstell- und Lesbarkeit der Geologischen Karte verzichtet.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation kann mit Werten von 50 bis 100 m eingegrenzt werden, was auf eine recht geringe Primärmächtigkeit – verglichen mit anderen Regionen – zurückgeführt werden kann (vgl. ZERBES & OTT, 2000, HORNING & ORTNER, 2011, HORNING & GRUBER, Erl. zur Geol. Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8435 Fall, übermitteltes, noch nicht gedrucktes Manuskript, München, 2012).

Die Kössen-Formation hat im Kartiergebiet einen in Relation zum liegenden Plattenkalk deutlich höheren Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, und b) fossilreichen bioklastischen Kalken (Schilllagen, zerfallene Ammoniten, Gastropoden und Brachiopoden) charakterisiert werden. Die Gesteine verwittern aufgrund des etwas höheren Tongehaltes erdig-mürb und sehr tiefründig mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeige-farbenen Dolomitisationshöfen.

Schichtfolge Jura

Liaskieselkalk (Kirchsteinkalk, Allgäu Schichten i.w.S.)

Sinemurium bis Pliensbachium

Im Kern der Kaisergebirgs-Synklinale sitzen jurassische Kieselkalke direkt auf der Kössen-Formation auf (siehe auch ZERBES & OTT, 2000). Diese vertreten anscheinend die hornsteinlosen Lias-Fleckenmergel, die normalerweise zwischen Kössen-Formation und Hornstein führenden Kieselkalke liegen. Liaskieselkalke treten am Feldalmsattel auf, am besten zu erreichen auf den ersten Metern des Wanderwegs vom Feldalmsattel zur Hochalm über den Ropanzen. Ein weiteres, kleineres Vorkommen liegt in der stark verwachsenen Fundament-Ausschachtung einer Almhütte südwestlich der Feldalm. Zwei sehr kleinräumige und tektonisch begrenzte Areale mit Liaskieselkalke liegen an der flachen Nordabdachung des Ropanzen.

Im Kern der Kaisergebirgs-Synklinale kann von Mächtigkeiten von ca. 60 bis 80 m ausgegangen werden, jedoch dürfte eine etwaige Stauchung und/oder Aufschierung durch Verfaltungen nahe des Synklinalkerns eine höhere Mächtigkeit vortäuschen.

Rotkalkgruppe

?Pliensbachium

Nur sehr kleinräumig sind im Muldenkern reliktilsch maximal 10 m mächtige Rotkalke erschlossen. In den Grenzen des Kartiergebietes wurden Rotkalke lediglich am Wanderweg Feldalmsattel zum Ropanzen sowie bei der bereits bei den Liaskieselkalke beschriebenen Almhütte gefunden.

Die anstehenden mikritischen Rotkalke zeigen kaum die für die Adneter Schichten so typische nodulare Pseudo-

klastenführung, sondern stellen beinahe reine Kalkmergel dar. Die meist dünngebankten Mergelkalke sind reich an Filamenten (*Bositra buchii*) und Hartgründen. Entgegen der reichen Fossilführung der Rotkalke östlich des Kartiergebietes in der Region um Schwendt (siehe JAKSCH, Jb. Geol. B.-A., 136/1, 65–75, 1993) wurden am Feldalmsattel keine Fossilien gefunden – es konnte nicht einmal das direkt Anstehende erschürft werden – lediglich die rötliche Färbung des Bodens sowie zahlreiche freigewitterte Lesefunde dokumentieren die nur geringmächtige Überdeckung.

Sachrang-Formation – Manganschiefer

?Toarcium

Die lediglich wenige Meter mächtigen Manganschiefer bilden den innersten Kern der Kaisergebirgs-Synklinale und gleichzeitig das jüngste erhaltene Schichtglied der hier kartierten stratigraphischen Abfolge und kontinuierlichen mesozoischen Schichtfolge des Kaisergebirges. Die Schiefer sind lediglich knapp nördlich des Feldalmsattels am Wanderweg zum Ropanzn und zur Hochalm leidlich erschlossen.

Es handelt sich um graue bis grauschwarze, oft rot- bis karminrotgefleckte („geflämte“), seltener grünlich-graue, sehr brüchige und mürbe Mergelkalke und Schieferkalke, die zudem tektonisch stark zerwürgt und spezialgefaltet erscheinen. Zumindest makroskopisch konnten keine Fossilien beobachtet werden.

Der relativ hohe Anteil an organischem Material – überliefert in Pyrit und Mangan – impliziert eine Ablagerung im sauerstoffarmen bis -losen Bereich eines Beckens mit stagnierendem Wasseraustausch. Diese „euxinischen“ Sedimentationsverhältnisse sind in ganz Mitteleuropa aus dem Toarcium bekannt – so zeigen sowohl die Posidonienschiefer Süddeutschlands und die faziell und biostatigraphisch gleichgestellte Sachrang-Formation dieselben Bedingungen. Die Manganschiefer des Synklinalkerns können – wenn auch tektonisch stark reduziert und zerschert – der Sachrang-Formation zugeordnet werden und damit toarcischem Alter.

Quartär: Pleistozän

Die meisten im Kartiergebiet kartierten glazigenen Ablagerungen wurden während der Würm-Eiszeit sedimentiert. Eine genetische Differenzierung ist nur dahingehend möglich, dass Seitenmoränenbereiche von Lokalglazierschern auskartiert werden konnten. Eine Differenzierung in ältere Eiszeitstadien, die gleichfalls zur Landschaftsgestaltung beigetragen haben, erwies sich als unmöglich. Allenfalls am Südabfall des Zahmen Kaisers liegen verfestigte Tallusbrekzien, die ins Riß-Würm-Interglazial datiert werden könnten. Neben dieser Ausnahme überdeckt das Würmglazial alle eventuell vorkommenden älteren glazigenen Sedimente.

Tallusbrekzie

?Riß-Würm-Interglazial

Karbonatisch verkittete Gehänge- oder Tallusbrekzien als einstige Hangschutt- und/oder Bergsturzmassen überdeckten einst vermutlich ein wesentlich größeres Gebiet im Kaisergebirge, lassen sich innerhalb des Kartiergebiets nur in den Bärenentaler Wänden am Südabfall des Kammes

Hinterer Kesselschneid-Roßkaiser beobachten. Die Mächtigkeiten erreichen oft nur wenige Meter, in den unteren Flankenbereichen der Bärenentaler Wände vermutlich bis max. 20 m.

Die Brekzien bestehen vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des Einzugsgebietes an den Bärenentaler Wänden vorzugsweise aus Wettersteinkalk. Vereinzelt finden sich auch Hauptdolomit-Fragmente. Die Größe variiert zwischen wenigen mm bis zu wenigen cm – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 20 cm. Der verkittende Zement ist in-situ-gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Die Vorkommen an den Bärenentaler Wänden zeigen noch eine etwas diffuse, aber einmessbare Schichtung, die vorwiegend durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird. Am Wanderweg von der Hochalm zur Vorderkaiserfeldenhütte auf ca. 1.550 m Seehöhe fallen die Schichten mäßig steil nach SSE ein (ss 140/38), östlich der Kerneck-Jagdhütte auf ca. 1.120 m Seehöhe flach nach SW (ss 237/15) – in beiden Fällen nahezu hangparallel.

Die Tallusbrekzien der Bärenentaler Wände sind bis dato noch nicht datiert worden, jedoch lässt sich nach ZERBES & OTT (2000) ihr Alter auf das Riß-Würm-Interglazial schließen: einerseits werden zu einer Kalzit-Ausscheidung und nachfolgenden Zementation Temperaturen von $> 0^\circ$ benötigt, andererseits finden sich immer wieder aufgearbeitete Brekziengerölle als Komponenten der Lokalmoränen im Kaiserbachtal nahe Hinterbärenbad.

Hochglaziale Moräne des Inngletschers, z.T. mit ortsfremder Geschiebefracht

Würm

Die hochglaziale Moräne des Inngletschers definiert sich durch den Gehalt an ortsfremden, „exotischen“ Geröllen von Lithologien, die von keiner im Untersuchungsgebiet oder in unmittelbar benachbarten Regionen vorkommenden stratigraphischen Einheiten stammen. Dieses Kriterium wird von den Moränenvorkommen des Habersauer Tales bis zum Feldalmsattel sowie von jenen des Kohlalmtales erfüllt. Die Mächtigkeiten sind aufgrund des überdeckten prä-würmeiszeitlichen Reliefs sehr unterschiedlich: Ausgehend von einem bis wenigen Metern Dicke dürften im Bereich des Hochalmgrabens nahe der Schnapflgrabenalm und im Kohlalmthal maximale Werte von bis zu 10 m erreicht werden.

Nur bei den im Habersauer Tal kartierten Moränensedimenten handelt es sich um Fernmoränen-Vorkommen mit einem matrixgestützten Gefüge (Matrix: gU bis fS) und eingestreuten größeren Komponenten. Es liegt also hier eine Mischung aus größtenteils subglazial unter dem Eisstrom abgelagerter Grundmoräne und eingestreuter Obermoräne vor (Definitionen siehe SCHREINER, Einführung in die Quartärgeologie, 1997). Durch den damit verbundenen hohen Überlagerungsdruck, der auf die Moräne wirkte, wurde der ursprüngliche Wassergehalt stark minimiert und somit hoch verdichtete wie stark konsolidierte Sedimente geschaffen. Durch den primär großen Anteil an tonig-schluffigen Feinmaterialien (= Matrix) war eine sekundäre Wasseraufnahme nicht mehr möglich, weswegen sich das Lockergestein heute überkonsolidiert zeigt.

Alle kartierten Moränen-Vorkommen des Habersauer Tals zeigen neben dem kalkalpinen Spektrum der unmittelbaren Umgebung (Wettersteinkalk bis Rotkalk) auch hin und wieder Kristallinkomponenten aus zentralalpinen Liefergebieten.

Im frischen Zustand zeigt die schluffig-tonige Matrix des Moränenmaterials eine hellgraue bis hellblaugraue Färbung, die im verwitterten Zustand jedoch eine hellbraune bis hellockerfarbene Tönung annehmen kann. Die enthaltenen kalkalpinen Komponenten sind entsprechend kürzerer Transportwege überwiegend schlecht gerundet bis angerundet, die seltener auftretenden Kristallingerölle zeigen sich gerundet bis sehr gut gerundet – entsprechend bedeutend weiterer Transportwege. Die Komponentengröße ist sehr variabel, wobei der Durchschnitt zwischen 5 und 15 cm liegt. Einzelne Blöcke mit Kantenlängen von 100 cm und mehr sind selten. Zu erwähnen wäre ein größerer Quarzitgneis-Findling in einem schwer zugänglichen Bereich des Hochalmgrabens (R 373079 / H 273760, 1.180 m SH) mit Kantenlängen von mehr als 1,5 m.

Durch den glazialen Transport entstandene gekritzte Gesteine finden sich relativ häufig, sind jedoch je nach Verwitterungsgrad der Komponenten oftmals schwer zu erkennen.

Abgesehen von sekundären Merkmalen wie feuchten, teilweise sumpfigen Almwiesen (z.B. unter dem Feldalmsattel), oft dichtem Bestand mit Niederwuchs (Haselnuss und Birke, siehe Hochalmgräben) sowie feuchtliebenden Pflanzen (Schachtelhalm und Farne) haben sich im Arbeitsgebiet keine primären Morphologie-Merkmale erhalten. Die gut sichtbaren Endmoränen-Wallformen westlich der Schnapflgrabenalm stammen wohl von vereinzelt Überführungen durch Lokalgletscher.

Die Lage der kartierten Moränen-Vorkommen des Inngletschers stimmt gut mit der Glazialkarte von VAN HUSEN (Die Ostalpen in den Eiszeiten, Geol. B.-A., 1987) überein, nach der es im Bereich der Hochalm bzw. des Feldalmsattels während des Würm-Eishochstandes zu Transfluenzen kam. Die zu dieser Zeit erreichte Maximalseehöhe wird mit etwa 1.600 m angenommen, was bedeutet, dass auch der Ropanzan vermutlich komplett von Eis bedeckt war.

Moräne (Lokalmoräne)

Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial

Sowohl im Kaiserbachtal, als auch im Kaisertal auf der Ost bzw. Westseite des Kartiergebietes wurden Lokalmoränen kartiert. Diese bis maximal 15 m mächtigen Vorkommen mit noch teilweise ausgeprägten Wallformen sind als Hinterlassenschaften von teilweise mächtigen Lokaleisbildungen zu werten, die vom Hauptkamm des Wilden Kaisers nordseitig stark übertiefte Täler aushobelten (z.B. Steinerner Rinne, Großes und Kleines Griesner Kar im Kaiserbachtal oberhalb der Griesner Alm; Hoher Winkel und Scharlinger Boden im Kaisertal oberhalb Hinterbärenbad). Auch heute noch sind die teilweise leicht überhängend ausgebildeten übersteilten Flanken mit einer deutlichen Schliffgrenze in ca. 1.800 m Seehöhe zu sehen (Fleischbank, Predigtstuhl, Mitterkaiser).

Lokalmoränen lassen sich im Kartiergebiet gegenüber Fernmoränen durch das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien (Wettersteinkalk) abgrenzen. Die Komponenten sind aufgrund der sehr

kurzen Transportwege überwiegend nur angerundet, der Matrixanteil ist deutlich geringer, sodass es sich meistens um ein komponentengestütztes Gefüge handelt. Oftmals ist die Abgrenzung von reinem Hangschutt- und/oder Felssturzschutt schwierig.

Flache Seitenmoränenwälle verschiedener spätglazialer Gletscherstände bzw. -vorstöße am Wilden Kaiser haben sich in den tiefer gelegenen Karen nahe der Griesner Alm sowie im Habersautal und an der Feldalm erhalten.

Quartär: Holozän

Schuttkegel

Holozän

Schuttkegel und/oder Schuttfächer sind ein häufig auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Die ausgeprägtesten Formen finden sich rund um die Feldalm unter Stripsenkopf, Tristecken und Feldberg sowie, in geringerem Ausmaß, unter den Plattenkalk-Nordabstürzen des Feldberges ins Kohlalmtal.

Die in den Schuttkegeln enthaltenen Komponenten setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls sehr schlecht gerundetem Lokalmaterial zusammen. Ihre Maximalmächtigkeiten dürften 15 m nicht übersteigen.

Hangschutt, Hangschutt blockreich sowie geringmächtige Hangschuttdecke

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Flanken der höheren Gebirgszüge des Kartiergebietes an beiden Seiten der Kaisergebirgs-Synklinale sowie im Hochtal der Feldalm unter Ropanzan und Feldberg auffällig. Meist ist auch eine gute Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit reichlich Komponentendurchmessern von mehr als 20 cm) vom Wandfuß bis zur Karbasis zu beobachten.

Die Mächtigkeit liegt für gewöhnlich im Bereich von wenigen Metern, kann jedoch am Hangfuß von ausgedehnten Hangschuttfeldern, wie unter dem Roßkaiser, auch 25 m und mehr betragen.

Die Lithologie der Schuttfelder wird durch das lokal Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise lagunärer Wetterstein- sowie Plattenkalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, rüfifogener Wettersteinkalk zu irregulär geformtem Detritus. Die mergelreichere Kössen-Formation und tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit produzieren eher kleinstückigen Schutt, brekziierte bis kakiritisierte Hauptdolomit-Zonen sehr feine bis sandige Schuttdecken.

Schuttanlagerungen auf erkennbarem Untergrund mit Mächtigkeiten von weniger als 70 cm wurden in der geologischen Karte mit einer eigenen Übersignatur „Hangschuttdecke“ versehen.

Schuttstrom, Murschutt

Holozän

Im Kartiergebiet gibt es mehrere ausgeprägte Schuttströme, so im oberen Kaisertal aus dem Unteren Schärlinger Boden kommend und im Kaiserbachtal unter dem Strip-

senjoch, unterhalb des Großen Griesner Tors und an der Torlahn. Dass diese Schuttströme von Mur-Ereignissen bis in die jüngste Zeit gespeist werden, zeigt letztere Lokalität. Erst in den vergangenen Jahren wurde der Zustiegsweg zum Stripsenjochhaus verschüttet. Alle untersuchten Schuttstrom-Lokalitäten haben als Liefergebiet den Grenzbereich Raibler Schichten zum Wettersteinkalk, eine lithologisch besonders inhomogene und damit erosionsanfällige Zone.

Die maximal 20 m mächtigen Schuttströme bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten von Raibler Schichten und lagunärem Wettersteinkalk unterschiedlichster Größe (Sand- bis Block-Fraktion).

Anmoor, humusreiche Böden

Holozän

Lediglich im Bereich des Kohlalmtales im Osten des Kartiergebietes finden sich – bedingt durch die stauende Wirkung von Moränensedimenten – einige kleinere Bereiche von Anmooren bis anmoorigen Bereichen, letztere mit humusreichen Böden. Größere, zusammenhängende Areale fehlen. Die Mächtigkeiten von Anmoor bzw. humusreichen Böden betragen höchstwahrscheinlich wenige Dezimeter.

Talfüllung, Bachschotter

Holozän

Lediglich im Kaiserbachtal an der Griesner Alm sowie im unteren Bereich des Bärenrentals vor dessen Einmündung ins Kaisertal liegen jüngste Ablagerungen wie Bachschotter und – ausschließlich an der Griesner Alm – polygenetische Talfüllungen. Aufgrund der alpinen Lage des Kartiergebietes, dem fortschreitenden tiefen Einschneiden der Gebirgsbäche und der ausgesprochenen Kerbtalbildung sowie seiner Höhendifferenz über den großen Vorflutern wie Kohlenbach im Osten sowie Inn im Westen ist das Potenzial allgemein für Bildung von Auenböden und/oder Schottern zu vernachlässigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen zu allenfalls lokalen Feinsanden. Strömungsbedingte Einregelungen von Komponenten in Kies- und Steingröße sind häufig.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit.

Die augenscheinlichsten Erosionskanten in Lockergesteinen grenzen die Lokalmoränenvorkommen nordöstlich Hinterbärenbad ab. Auch die Fernmoränen östlich des Feldalmsattels können mitunter tiefer von Erosionsrinnen durchschnitten sein. Im Festgestein zeigen die markanten Erosionskanten rund um den tief eingeschnittenen Bärenbach im Bärenental die schnell fortschreitende Erosion und Eintiefung. Weiters finden sich Erosionskanten westlich des Stripsenkopfes und vereinzelt südlich des Feldbergs.

Künstliche Ablagerungen (Damm bzw. Halde)

Industriezeitalter

Aufgrund der relativ geringen Erschließung der vom Kartiergebiet berührten Gebiete gibt es lediglich nahe der touristisch stark frequentierten Griesner Alm größere anthropogene Anschüttungsflächen.

Massenbewegungen

Der methodische Verschnitt aus Geländearbeit und Interpretation digitaler Geländedaten (frei zugängliche DGM-Daten aus TIRIS) resultierte in einer flächendeckenden Überarbeitung von Massenbewegungen. Über das gesamte Kartiergebiet konnten so Rutschmassen in ihrer Gesamtheit lokalisiert werden. Diese konnten durch Geländebefund als solche bestätigt werden.

Rutschungen wurden an unterschiedlichen Lithologien festgestellt, wenngleich die mergelreichen Raibler Schichten und die Kössen-Formation, die Rotkalk-Gruppe sowie der Liaskieselkalk die ausgeprägtesten Massenbewegungskörper initiieren. Insbesondere durch das steile Schichtstehen im Kern der Kaisergebirgs-Synklinale und den „ausräumbaren“ mergelreichen Partieren von Kössen-Formation sowie Rotkalk-Gruppe kam es zu (wiederholten) Gleitbewegungen, die hektargroße „Sackungsmassen“ zur Folge hatten (E' Feldalmsattel; W' Kohlalmattel). Östlich des Kohlalmattels kam es zudem zur Solifluktion von Moränenmaterial, begünstigt durch unterlagernde mergelreiche Kössen-Formation.

Der Kamm vom Kohllahnerkopf zum Scheibenkogel mit vorwiegend einer steil nach SSE einfallenden Schichtenfolge zeigt mehrere Zerrspalten direkt am Kohllahnerkopf sowie am weiteren Kammverlauf zum Scheibenkogel und außerdem eine Gleitscholle aus Plattenkalk, nunmehr umgeben von Gesteinen der Kössen-Formation.

Tektonischer Bau

Die Kaisergebirgs-Synklinale und ihr Kern

Das Arbeitsgebiet liegt zur Gänze in der Staufens-Höllengebirgs-Decke und gehört damit dem Tirolischen Deckensystem an. Durch die während der Alpenorogenese fortschreitende N-S-Einengung wurde die Kaisergebirgsscholle als Interdecke des Tirolikums aus diesem herausgepresst und bildet quasi die höchste tektonische Einheit in diesem Bereich der Kalkalpen. Wie in ZERBES & OTT (2000) detailliert mit entsprechenden Literaturhinweisen belegt, erkennt man den Schollencharakter des Kaisergebirges daran, dass es allseitig von Störungen umgeben ist. Das Gebirgsmassiv selbst bildet eine großangelegte Synklinal-Struktur, dessen Kern Gegenstand der vorliegenden Kartierung war. Das Arbeitsgebiet umfasst neben dem Kern der Synklinale mit toarcischen Manganschiefern unter dem Feldalmsattel auch die inneren, steilstehenden bis leicht überkippten Ränder der S bzw. N einfallenden Nord- bzw. Südschenkel, gleichbedeutend mit den Kämmen des Zahmen und Wilden Kaisers. Die Synklinalachse folgt dem Verlauf von Feldalmsattel zum Kohllahnersattel und in weiterer Folge dem oberen Kohlalmtal und damit einer WSW-ENE-Richtung. Die Synklinal-Achse fällt flach bis mäßig steil nach ENE ein, weswegen der Synklinalkern rund um den Ropanzan – verstärkt durch die Abbrüche der Bärenentaler Schlucht und vermutlich begrenzt durch eine W' des

Ropanz verlaufende, NNW–SSE streichende Aufschiebung – nach W in die Luft ausstreicht bzw. abgeschnitten wird. Zumindest knapp südlich des Feldalmsattels ist rund um den Synklinalkern umlaufendes Streichen des Hauptdolomits von generellem steilen Nord- zu steilem Nordostfallen zu verzeichnen.

Die stratigraphische Abfolge des Synklinalkerns reicht im Kartiergebiet lediglich im Bereich der Feldalm bis in tiefjurassische Schichten – in seiner östlichen Fortsetzung im Kohlalmtal streicht als stratigraphisch jüngstes Schichtglied lediglich die Kössen-Formation aus. Das mag mit einer bereits von FUCHS (Neues Jb. für Mineralogie, Abt. B, 88, 337–373, 1944) beschriebenen Aufwölbung im Bereich der Feldalm zusammenhängen („gesattelte Mulde“), andererseits auch durch NNE–SSW verlaufende Störungen, die als sinistrale Blattverschiebungen den Synklinalkern nach SW umbiegen ließen, allerdings als WSW-gerichtete Aufschiebungen den Kern der Synklinale im Kohlalmtal noch stärker heraushoben und ihn in weiterer Folge haben erodieren lassen. Diese Störungssysteme mit SW-gerichteter Schrägaufschiebung lassen sich am vom Ropanz nach NE streichenden Plattenkalkvorkommen nachweisen und zeichnen den Verlauf des Habersautales von der Feldalm bis zum Feldalmsattel nach.

Die Raibler Schichten am Süd- und Nordschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale

Beim Betrachten der vorliegenden geologischen Karte fällt auf, dass die lithologisch vielfältigen Raibler Schichten am Südschenkel der Kaisergebirgs-Synklinale deutlich vollständiger ausgebildet sind als am Nordschenkel des Zahmen Kaisers. An der Kaiserquelle und unter dem Kleinen Roßkaiser treten Raibler Kalke mit Mergeln und Dolomiten vermutlich nur des ersten Raibl-Zyklus zutage – zumindest an der Kaiserquelle erscheint der Übergang vom liegenden lagunären Wettersteinkalk unter geringmächtiger Ausbildung des unteren Schiefertonschichtes (R1a) sedimentär zu sein. Dies sollte auch den Austritt der Kaiserquelle als Stauquelle von durchlässigem Wettersteinkalk zu stauenden Raibler Mergeln erklären. Unter der Vorderen Kesselschneid trifft unter Ausbildung einer mächtigen Störungzone lagunärer Wettersteinkalk direkt auf mürb-brüchigen, kataklasierten und brekziierten Hauptdolomit. Das Fehlen bzw. die merkliche Amputation der Raibler Schichten am Nordschenkel kennzeichnet eine große, durch die orogene N–S-Einengung entstandene und am lithologisch inkompetenten Schichtglied der Raibler Schichten ansetzende Aufschiebung, die zu einem Durchscheren des Nordschenkels führte. Das Bärenental, etwa 650 m südöstlich, verläuft parallel der besagten Aufschiebungsbahn und könnte ein ähnlich geartetes Störungssystem darstellen – diese These verbleibt jedoch aufgrund mangelnder Aufschlussbedingungen bzw. Unzugänglichkeit der Schlucht (akute Steinschlaggefahr!) hypothetisch.

Isolierte Vorkommen von Liaskieselkalke an der Hochalm

Am Wanderweg zwischen Hochalm und Ropanz werden in monotonen Hauptdolomit-Abfolgen völlig isolierte Vorkommen von tiefjurassischem Liaskieselkalk angeschnitten. Deren Existenz kann in Verbindung mit dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Aufschiebungssystemen erklärt werden, die zuerst Liaskieselkalke auf Hauptdolomite auf-

schoben und nachfolgend während weiterer Einengung nochmals durchscherten. Die tiefjurassischen Kieselkalke sind somit die überlieferte Basis der früheren Aufschiebungen und nun allseits von Störungen begrenzt.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2012 wurde auf Blatt UTM 3213 im Kaisertal des Kaisergebirges, östlich von Kufstein, ein ca. 10 km² großer Streifen bearbeitet. Der aufgenommene Bereich deckt sowohl den Südhang, beginnend bei einer Linie Zehnerkopf–Hofinger Alm bis zur Verbindung Kaiserquelle–Hinterbärenbad, als auch den Nordhang zwischen den ungefähren Linien Straßwalchgraben–Wiesberg und Hans-Berger-Haus–Sonneck ab.

Schichtfolge (Festgesteine)

Die Schichtfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes zeigt ein Profil durch die komplexe Kaisergebirgs- oder Kaisertal-Synklinale (Staufen-Höllengebirge-Decke des Tirolischen Deckensystems), vom Ladinischen Wettersteinkalk bis zum Norischen Hauptdolomit.

Der **Wettersteinkalk** stellt den Hauptfelsbildner im kartierten Gebiet dar. Die Haupt- und Seitenkämme des Zahmen und Wilden Kaisers aufbauend, liegt er zum Großteil in lagunärer Fazies vor: Steil stehende, ein bis mehrere Meter mächtige, kompakte Kalkbänke wechseln mit dm-dünnen, dolomitischen Zwischenschichten. Da letztere der Erosion weniger Widerstand entgegenzusetzen, wittern sie oft zu den typischen, senkrechten „Kaiserkaminen“ heraus. Die hellgrau anwitternden Kalkbänke fallen im frischen Bruch vor allem durch ihre helle Farbe auf: meist sehr hell beige bis fast rein weiß, seltener hellgrau bis hellbräunlich; gelegentlich schalten sich graue Lagen ein. Meist zeigt sich das Gestein als mikritisch, selten wurden Wackestones mit vereinzelten Fossilien (v.a. Schalen- und Algenquerschnitte; Böden- und Hinterkaiserfeldental) vorgefunden. Im Gegensatz zur lagunären Fazies zeigt sich die Rifffazies massig-unstrukturiert. Im Arbeitsgebiet wurde das Riff anhand von Großoolith-Strukturen, welche unterhalb der Lagunenbänke am Kamm Sonneck–Kopfkraxn–Wiesberg auftreten, eindeutig identifiziert. Somit macht die Rifffazies nur einen schmalen Streifen am Südrand des aufgenommenen Bereiches aus.

Die stratigraphisch anschließenden **Nordalpinen Raibler Schichten** erstrecken sich über einen weiten Teil des Arbeitsgebietes. Sie dominieren den Großteil des Südhanges zwischen Hofinger Alm und Kaiserquelle, weniger den Nordhang zwischen Güttlersteig und Grobtal. Meist liegen Kalke, untergeordnet Dolomite und vereinzelt Tonschiefer vor.

Die Kalke der Raibler Schichten widerstehen infolge ihrer Kompaktheit der Verwitterung sehr gut und stehen im Gelände als meist falllinienparallele, asymmetrische, scharfe Härterippen, Härterücken oder Grate hervor, deren

Schichtkopfseiten bis zu mehrere Zehnermeter hohe, senkrechte Wände ausbilden können. Entblößte Schichtflächen zeigen sehr schöne Karststrukturen und erschweren aufgrund der Ähnlichkeit eine makroskopische Differenzierung zu den liegenden Wettersteinkalken in Lagunenfazies.

Im Detail sind dm- bis m-dicke Bänke zu beobachten, deren Schichtflächen ebenmäßig oder unruhig wulstig-knollig ausgebildet sein können. Der Mikrobereich zeigt bisweilen eine Wechselfolge von hellen und dunklen, mm-dünnen Laminae im farblich meist mittelbraunen bis graubraunen, mikritischen Gestein. Dem gegenüber treten stromatolithische Kalkbänke auf, deren Algenlaminae deutlich hervor wittern. Untergeordnet wurden auch im cm-Bereich gebankte, arenitische, löchrige Kalke vorgefunden. Die in den Kalken als häufig beschriebenen Makrofossilien konnten nur an einzelnen Lokalitäten nachgewiesen werden, beispielsweise Muschelschillbänke (als Schutt vorliegend) im Graben nordwestlich des Auslaufes des Gamskares oder Sphaerocodienkalke (ebenfalls im Gehängeschutt) nördlich des Hinterkaiserhofes.

Nur punktuell konnten im Arbeitsgebiet in den Raibler Schichten die charakteristischen Tonschiefer nachgewiesen werden. Das Fehlen dieses Lithotyps kann mit tektonischer Abscherung erklärt werden. Meist liegen die Tonschiefer nicht mehr im direkten Schichtverband, sondern als Schutt vor. Die wenigen Lokalitäten, an denen Raibler Tonschiefer als anstehend kartiert wurden, sind: Der lange Graben nordwestlich des Gamskares, die Hinterkaiserfeldentalm, die Kaiserquelle und eine Lokalität etwas oberhalb des Weitwanderweges 01, einen knappen Kilometer östlich des Hinterkaiserhofes. Mehrere Vorkommen, die in der Geologischen Karte des Kaisergebirges (1:25.000) von ZERBES & OTT (Jb. Geol. B.-A., 142/1, 95–143, 2000) eingezeichnet sind, konnten nicht nachgewiesen werden. Stark zerschert, farblich dunkelbraun bis dunkelrötlich-braun verwittern die Raibler Tonschiefer sehr leicht und zerfallen dabei in scherbenartige kleine Stücke oder silbrig glänzende Plättchen. Als StauhORIZONT leiten sie das Wasser der Hinterkaiserfeldentalm und der Kaiserquelle zutage.

Nicht unwesentlich am Gesteinsuntergrund beteiligt sind die Raibler Dolomite. Eine gewisse Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Dolomite lässt sich aus einer flächenhaften Kartierung herauslesen: Obwohl lateral nicht beständig, sondern meist ausgehend, nimmt ihre Häufigkeit in Richtung des stratigraphisch hangenden Hauptdolomites zu und erschwert somit eine definitive Abgrenzung. Aus diesem Grund wurde die Formationsgrenze gemäß der subjektiven Einschätzung gezogen. Im Profil hervorragend einsehbar sind die Dolomite der Raibler Schichten an der Böschung des neu angelegten Bödenwald Forstweges. Häufig sind sie als hellgelbe bis hell ockerbraune, sandig-mürbe, zum Teil löchrige Arenite ausgebildet. Diese alternieren mit kompakten, mittel- bis dunkelgrauen, cm-gebankten Mikriten. Westlich der Hechleitalm, an der Forststraße Richtung Ritzaualm tritt eine Wechsellaagerung von cm-gebankten Dolomitlaminiten und wenige cm-dicken, dunkelgrauen Tonschieferhorizonten zutage. Die in und zwischen den Laminiten häufig auftretenden Brekzienhorizonte enthalten sehr kantige, wenig transportierte Komponenten. Höchstwahrscheinlich sind die Dolomite auf den (ehemaligen) Tonen im noch nicht verfestigten Zustand zerglitten. Weiter Richtung Ritzaualm schneidet die Forststraße abschnittsweise über mehrere Zehnermeter mächtige Partien an, die eine häufige Wechsellaagerung

von Kalken und Dolomiten aufweisen. Diesen Partien wurde in der Karte eine eigene Farbe zugewiesen.

Der **Hauptdolomit** dominiert flächig den zentralen Teil des Arbeitsgebietes. Bis auf den Übergangsbereich in die Raibler Dolomite (siehe oben) konnte er im Gelände stets klar und eindeutig identifiziert werden. Infolge der starken tektonischen Beanspruchung ist der Hauptdolomit meist von einem engmaschigen Klüftungsnetz durchzogen und zerfällt dadurch in den typischen, kleinstückigen, polygonalen Dolomitschutt. Sehr kennzeichnend für die klassische Hauptdolomitlandschaft sind die großen, in den Nordabhang des Kaisertales eingearbeiteten Erosionsnischen bzw. eintönige, meist bewaldete, von Verwitterungsschutt ummantelte Rücken und Hänge. Bei näherer Betrachtung zeigt sich der Hauptdolomit als mächtig auftretende, im m-Bereich gebankte, monotone Karbonatabfolge. In Form dichter Mikrite vorliegend reicht die Farbvarianz von hellbeige-bräunlich über bräunlich grau bis zu grau. An einer isolierten Stelle (Straßwalchgraben) wurden unregelmäßige, nicht schichtgebundene, hellrote bis hellgrüne Bereiche vorgefunden. Neben den strukturlosen Mikriten konnten im Arbeitsgebiet auch Laminite mit einer im mm-Bereich liegenden dunkel-/hellgrauen Feinschichtung nachgewiesen werden. Charakteristisch für den Hauptdolomit sind häufig auftretende sedimentäre (intraformationelle) und tektonische Brekzien.

Tektonischer Überblick und eigene Beobachtungen

Das Kaisergebirge gehört im Zusammenhang der Nördlichen Kalkalpen zur Staufen-Höllengebirge-Decke, welche ihrerseits Teil des Tirolikums ist. Vermutlich im Miozän wurde daraus die „Kaisergebirgsscholle“ oder Kaisergebirgsschuppe als Folge einer Nord-Süd-Einengung an steilen Aufschiebungen empor gepresst, da an den Rändern oligozäne Sedimente des Unterinntal-„Tertiärs“ überschoben wurden. Diese Schuppe ist intern in Form einer großen Synklinale, deren Nord- und Südschenkel Zahmer und Wilder Kaiser verkörpern, angelegt. Dabei handelt es sich nicht um eine einfache Faltenstruktur, sondern um wechselnde bzw. sich überlagernde Synklinale- und Antiklinalabschnitte, die auf eine zweiphasige Deformation (eoalpine NW-SE- und nealpine N-S- bis NNE-SSW-Einengung) zurückgehen, und die im Zuge dieser auch stark in NE-SW- und NW-SE-Richtung zerschert wurden (siehe unten). Die Hauptsynklinalachse, die in Richtung Stripsenjoch mit flachem Winkel ansteigt („gesattelte Mulde“ sensu FUCHS, N. Jb. Min. Geol. Pal., 88, Abt. B, Abh., 337–373, 1944) verläuft etwas südlich des Haupttales. Im Hauptdolomit orographisch rechts des Straßwalchbaches gewährt eine große Erosionsnische Einblick in das (oder in ein) Faltenscharnier. Talaufwärts wechselt hier die Einfallsrichtung von Süd auf Nord, wobei zusätzlich der Eindruck einer Durchschering des Scharniers (siehe oben) erweckt wird. Einen knappen Kilometer nördlich, zwischen Klauselhütte und Längegg, zeigen einige Messwerte im Hauptdolomit wieder N- bzw. NE-Fallen der Schichtung an. Vermutlich befindet sich hier eine Domstruktur, die mit der Aufwölbung des Wettersteinkalkes weiter westlich im Bereich Hinterkaiserhof (ZERBES & OTT, 2000) in Zusammenhang stehen könnte.

Die starke Nord-Süd-Einengung führte zu einer Steilstellung der Faltschenkel und in weiterer Folge zum Bruch

und zu durchreißenden Überschiebungen in den Fal-tenschenkeln der Kaisertal-Synklinale. Diese besonde-re strukturelle Situation wurde im Grenzbereich Raibler Schichten / Wettersteinkalk nachgewiesen: Nordwestlich des Gamskares, sowie bei der Abzweigung Güttlersteig / Kufsteiner Steig (Klettersteig) überschiebt steil NNW-fal-lender Wetterstein-Lagunenkalk entlang einer mittelsteil SE-fallenden Bewegungsfläche die Raibler Schichten. Ob der das Gamskar entwässernde, wie mit einem Lineal ge-zogene Graben die Fortsetzung dieser Fläche nach Nord-westen nachzeichnet, soll als offene Frage in den Raum gestellt werden. Das tektonische Prinzip der „durchreißenden Überschiebung“ könnte auch erklären, wieso südlich von Hinterbärenbad, unmittelbar oberhalb der beiden gro-ßen Erosionsnischen die Raibler Schichten im Kartenbild „nach vorne“ – vor den Hauptdolomit – geschoben er-scheinen. Im Gelände täuscht diese Konstellation eine in-verse Lagerung vor (Raibler Schichten über Hauptdolomit); tatsächlich aber wird dadurch der Verdacht einer unter ei-ner dicken Verwitterungsschwarte versteckten Überschie-bung erhärtet.

Eine markante, dextrale NW–SE-streichende Blattver-schiebung (anhand von Faserharnischen nachgewiesen) ist längs einer Raibler Kalkrippe entlang des Güttlerstei-ges zwischen 1.400 und 1.500 m Seehöhe aufgeschlos-sen. Ungeklärt ist, ob diese Bewegungsfläche mit einer (vermuteten) Schrägaufschiebung in derselben Kalkrippe im Auslauf des Grobtales in Zusammenhang steht. Dex-trale, NW–SE- und sinistrale NE–SW-verlaufende Seiten-verschiebungen zerhacken im Übrigen die gesamte, steil nach Nordnordwesten abfallende Wandflucht des Wilden Kaiser zwischen Scheffauer und Sonneck. Dies führte dort morphologisch zu markanten Verschneidungen und zu ei-nem rauen Bruchschollenmuster des plus minus mit der Wandflucht steil einfallenden lagunären Wettersteinkalkes.

Morphologie und quartäres Landschaftsbild

Einen flächenmäßig bedeutenden Anteil an der quartären Lockersedimentbedeckung nehmen (vermutlich) hoch- bis spätglaziale Hang-, Sturz- bzw. Murschuttablagerungen ein. Diese teils zungen-, teils wallartigen Sedimentkörper lagern auf mittlerer Hanghöhe nordöstlich und nördlich der Hechleitalm. Im Profilanschnitt (Verbindungsweg Hechlei-talm–Ramstalalm) zeigen sich Diamikte mit lokalen Geröl-len aus dem Wettersteinkalk (auffallend sind bis zu Ku-bikmeter große, kantengerundete Blöcke) und der Raibler Schichten in einer teilweise zementierten, sandig-tonigen Matrix.

Partiell oberflächlich verrutschte Grundmoräne ist an we-nig steilen Hängen, Terrassen, Rücken oder sonstigen Verebnungen insbesondere in der nördlichen Hälfte des Arbeitsgebietes erhalten. Damit assoziierte, ferntranspor-tierte Kristallinblöcke (unter anderem Gneise, Amphibolite und Grünschiefer) lagern über das Kartierungsgebiet ver-teilt auf der Grundmoräne. Somit ist diese Grundmoräne als Ablagerung des würmhochglazialen Inngletschers zu betrachten, der vermutlich einen Großteil des Kaisertales in E–W-Richtung durchfloss und auch die Wasserschei-de zum Habersauer Tal (Einzugsgebiet der Tiroler Ache) hin überfloss. Abseits vom Haupttal in höher gelegenen

Ablagerungsräumen, beispielsweise in der Senke nörd-lich der Straßwalch Jagdhütte, bedeckt lokale Moräne den Untergrund. Irrtümlicherweise wurde der orographisch lin-ke Begrenzungsrücken dieser Senke in der geologischen Karte von ZERBES & OTT (2000) als Wallform vermerkt. Tat-sächlich handelt es sich um eine heraus erodierte, teil-weise schuttbedeckte Festgesteinsrippe im Übergangsbe-reich Raibler Dolomit/Hauptdolomit. Hingegen zieht sich ein echter Lokalmoränenwall einer spätglazialen Verglet-scherung sehr geradlinig am orographisch rechten Rand der Vorderen Steingrube bis in den Karboden hinunter. Zwei kleinere Wallfragmente sind vom dazugehörigen lin-ken Moränenrücken noch erhalten, den Rest verdeckt der Schuttsaum der Karwände.

Ebenfalls in der Vorderen Steingrube lagert ein fossi-ler Blockgletscher mit gedrungen lobenförmigem Um-riss und steiler Front. Ein zweiter, mutmaßlicher Vertreter dieser Permafrost-Erscheinungen befindet sich unterhalb der Waldgrenze im Auslauf der Vorderen Steingrube. Zu-nächst wurde diese Blockgletscherablagerung als fossi-ler Bergsturz angesprochen. Aufgrund ihrer Form – ge-streckt lobenförmig, etwas eingesenkt im Zentralbereich, ca. 35 Grad steile Frontpartie – und der Position – Auslauf eines ehemals gletscherbedeckten Kares, relativ flaches Gelände – wurde die Interpretation als Bergsturz wieder verworfen.

Ein erwähnenswertes großes Bergsturzvorkommen befin-det sich jedoch in der Mulde zwischen Güttlersteig und den Nordwänden des Wiesbergs. Auf einer Höhendiffe-renz zwischen 1.200 und 1.500 m wurden bis zu Haus große Sturzblöcke aus Wettersteinkalk abgelagert. Zwei individuelle Bergsturzereignisse können hierbei differen-ziert werden: Ein tiefer gelegener, länglicher unterlagert ei-nen höheren, in der Form breiteren Sturzkörper. In ihrem zentralen Bereich werden die Bergsturzablagerungen oro-graphisch rechts von einer Raibler Kalkrippe mit schar-fem Abrissrand begrenzt. Vermutlich mit den Bergstürzen assoziiert ist eine beginnende Bergzerreißung in dieser Rippe. Ebenfalls an einen Abrissrand gebunden, bedeckt Bergsturzmaterial eine Geländeverflachung orographisch links des Grobtales zwischen 1.300 und 1.500 m Seehöhe.

Gehänge- und Verwitterungsschutt verteilt sich an den steileren (zum Teil bis zu 40 Grad, Lithologie abhängig) Hangpartien gleichmäßig über das Kartierungsgebiet. Je nach Art des gelieferten Materials (Dolomit, Tonschiefer, Kalk etc.) und der relativen Position zwischen Liefergebiet und Ablagerungsraum resultieren grobblockige Schutthal-den, -säume oder -fächer bzw. eine feinkörnige Schutt-ablagerung mit Verwitterungsschwarte, an der die Vegetation auch bei großer Geländesteilheit Fuß fassen kann. Große Schottervorkommen, teils in Kegelform, teils als Terrasse, flankieren den Kaiserbach nordwestlich von Hinterbären-bad bis in eine Seehöhe von maximal 900 m. Zwei weitere Schottervorkommen, die mit einem epigenetischen Durch-bruch des Wasserlaufes in Zusammenhang stehen, wur-den zum einen im Bärental, nördlich des Längeggs, und zum anderen nördlich des Tunneldurchbruchs der Kaisertalstraße, westlich der Klauschütte nachgewiesen. In bei-den Fällen durchbrechen Bärental- bzw. Kaiserbach den felsigen, aus Hauptdolomit aufgebauten Untergrund.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3329 Vöcklabruck-Ost

CHRISTIAN RUPP

Nach der Fertigstellung des Kartenblattes GK 47 Ried im Innkreis (RUPP, Geologische Karte d. Rep. Österr., 1:50.000, Blatt 47 Ried i. Innkreis, 2008a) eröffnete sich nach der Umstellung des Geologischen Spezialkarten-Programms auf das nun gültige UTM-Kartenwerk (KRENMAYR, Jb. Geol. B.-A., 150/3–4, 421–429, 2010) die Möglichkeit, durch eine Neubearbeitung des Ostteils des UTM-Blattes 3329 Vöcklabruck Ost in Kombination mit dem den Großteil von 3329 Vöcklabruck Ost abdeckenden ÖK-Blatt 47 Ried im Innkreis eine vollständige Geologische Karte auf UTM-Blattschnitt zu erhalten.

Geologische Vorarbeiten auf Vöcklabruck Ost sind zur Genüge vorhanden, im Besonderen mehrere Diplomarbeiten aus München (ARETIN, Geologische Kartierung des Gebiets um den Haager Rücken im nördlichen Hausruck, Oberösterreich, Dipl.-Arb. Univ. München, 1988; DECKER, Kartierung in der Molassezone Oberösterreichs im Bereich des östlichen Hausruck (Kartenblatt 48 Vöcklabruck), Dipl.-Arb. Univ. München, 1988; JOSLYN, Geologische, sedimentpetrographische und hydrogeologische Untersuchungen im Hausruck-Ausläufer Pettenfirst und Umgebung auf Blatt 48 Vöcklabruck, Dipl.-Arb. Univ. München, 1988; KALTBEITZER, Geologische, sedimentpetrographische und hydrogeologische Untersuchungen im Hausruckgebiet östlich von Eberschwang, Dipl.-Arb. Univ. München, 1988; SCHLÄGER, Geologische Aufnahme des Hausruckgebietes nördlich von Ottnang/Oberösterreich, Dipl.-Arb. Univ. München, 1988) und eine aus Wien (KRENMAYR, Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Attnang-Puchheim (O.Ö.), Dipl.-Arb. Univ. Wien, 1989), welche schon in der Vergangenheit Eingang in mehrere Kartenwerke (z.B. KRENMAYR & SCHNABEL, Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, 2006) gefunden haben. Schon bei der Durchsicht des Kartenmaterials wurde jedoch klar, dass einige Bereiche überarbeitet, wenn nicht neu kartiert werden müssen, um den auf Blatt 47 Ried durchgehaltenen Aufnahmekriterien gerecht zu werden. Das trifft im Besonderen auf quartäre Ablagerungen wie Löß-, Lehm- und Kiesdecken zu, welche in den genannten Aufnahmen manchmal übertrieben (ab rund 1 m Mächtigkeit) und manchmal gar nicht auskartiert wurden.

Untermiozän, Ottnangium

Einer Neuaufnahme unterzogen wurde nun der Bereich zwischen Wallern NE Puchkirchen und Schmidham am Redlbach, welcher vorwiegend aus den Sanden der Atzbach-Formation aufgebaut wird. Die meisten der früher sehr zahlreichen Sandgruben sind verfallen oder gar planiert, gut einzusehen sind die Sande noch in den Gruben S Wallern (UTM 394855/5322850), W Mitterschlag (395450/5322810) oder N Ungenach (396800/5323095), aber auch an Prallhängen wie am Ungenacher Bach (396315/5323530). Es handelt sich vorwiegend um graue

bis gelbgraue, glimmerige, im dm- bis m-Bereich gebankte, schräggeschichtete bis massige Fein- bis Mittelsande, die Sandpakete sind oft getrennt durch dünne Pelitlagen bis -flasern, in den massigen Sanden sind Pelitklasten besonders häufig. Es ist also in diesem Bereich vorwiegend die Fazies B nach FAUPL & ROETZEL (Jb. Geol. B.-A., 130/4, 415–447, 1987) ausgebildet. Neu ist, dass zwischen Rametsberg und Wagleithen, also mitten im Verbreitungsgebiet der Atzbach-Formation, ein Hoch der Vöckla-Formation existiert, welche fallweise an der Oberfläche ansteht. Diese ist hier durch olivgraue bis -braune, stark sandige, wellig geschichtete und streckenweise stark verwühlte Pelite, in Wechsellagerung mit gelblichen Feinsanden, charakterisiert. Diese Sedimente wurden sowohl SE Wagleithen (398400/5324975; ~530 m SH), E Rametsberg (399945/5322860; ~490 m SH), am deutlichsten aber N Starling angetroffen, wo über 500 m entlang der steilen S-Flanke des Gasteiger Baches eine Aufragung der Vöckla-Formation entwickelt ist (400026/5323805; ~480–500 m SH). An einem Prallhang des Redlbaches SE Schmidham (401175/5323015) ist beobachtbar, wie sich die Atzbach-Formation mit einer leichten lateralen Verzahnung über wenige Meter aus der Vöckla-Formation entwickelt. Dort wie auch E Rametsberg wird die Oberkante der Vöckla-Formation durch einen Quellhorizont angezeigt.

Obermiozän, Pannonium

Über den marinen Sedimenten der Innviertel-Gruppe ist im Raum Schablberg–Heinrichsberg–Franzeneck die Ampflwang-Formation ausgebildet. Eine Auskartierung dieser Sedimente erweist sich aus verschiedenen Gründen als schwierig. Zum einen tendieren die Sande, Tone und Kohlestone auf Grund ihrer teils Wasser staudenden Eigenschaften zum Abgleiten und Verrutschen, zum anderen sind sie in weiten Bereichen mit mächtigen Decken von umgelagerten, lehmigen Kiesen aus der überlagernden Hausruck-Formation bedeckt, welche mittels Handbohrungen schwer zu durchteufen sind. Darüber hinaus wurde durch den oft von privater Seite betriebenen lokalen Abbau von Kohle und Tonen und die spätere Verfüllung und Planierung der Gruben stark in die natürlichen Gegebenheiten eingegriffen. Zu guter Letzt sind in diesem Raum auch noch ungewöhnlich mächtige Kieszüge in die Ampflwang-Formation eingeschaltet. SE Zell am Pettenfirst sind in einer kleinen Grube (396200/5325295) am Rand einer Schotterkuppe diese Kiese noch aufgeschlossen: hellgraue, sandige Grob- bis Mittelkiese mit Sandlagen und -linsen, undeutlich geschichtet, auf Grund beginnender Zergleitung leicht verstellt und teilweise konglomeriert. Der Kies besteht aus Quarz-, Quarzit- und Kristallingeröllen, Kalkgerölle konnten keine gefunden werden. In den vorhandenen Geologischen Karten dieser Gegend wurde diese Schotterkuppe als im Verband abgerutschte Hausruckschotter interpretiert (z.B. JOSLYN, 1988). Wegen der fehlenden Kalkgerölle (die in der Hausruck-Formation nicht selten sind), der gut erhaltenen Sedimentstrukturen in dem nur teilweise konglomerierten Kies und auf Grund weiterer Kieskörper im Raum Heinrichsberg und Franzeneck, nachgewiesen durch Bohrungen der WTK (Wolfsegg-

Traunthaler Kohlenwerks AG) und nachvollziehbar durch deutliche Geländekanten, ist dies zweifelhaft. Vielmehr scheint es sich hierbei um lateral unzusammenhängende, in ihrer Mächtigkeit schwankende östliche Ausläufer der im westlichsten Hausruck noch gut entwickelten Kobernaußeralwald-Formation (RUPP, Erläuterungen zu Blatt 47 Ried i. Innkreis, 2008b) zu handeln. Gut einzusehen war die eigentliche Ampflwang-Formation neben einem alten, verwachsenen Kohleabbau NE Franzeneck (397725/5325275: Kohleflöz und beige toniges Zwischenmittel) eigentlich nur mehr in dem sehr empfehlenswerten Kohlestraßen-Exkursionspunkt Kalletsberg (E Heinrichsberg; WEBER & WEIDINGER in: KUISLE, Kohle & Dampf – oberösterreich. Landesausst. Ampflwang 2006, 35–48, 2006) (396580/5324910: Kohleflöz und blaugraue Hangendtone). Die Unterkante der Ampflwang-Formation (und der in sie eingeschalteten Kobernaußeralwald-Formation) pendelt im Raum Schablberg–Heinrichsberg zwischen 560 m und 580 m SH, im Raum Franzeneck scheint sie recht konstant um die 580 m SH zu verlaufen. Der südlichste Zipfel des Pettenfirst (der Pfenninggrub) ist von den über der Ampflwang-Formation und der Kobernaußeralwald-Formation abgelagerten Kiesen der Hausruck-Formation aufgebaut. Die einzige dort existierende Kiesgrube bei Franzeneck (397530/5325255) ist vollkommen verwachsen. Die vielen Rutschkörper nahe der Basis dieser Formation, die um die 640 m SH anzusiedeln ist, zeigen das anhaltende Zergleiten dieses südöstlichsten Ausläufers der Hausruck-Formation.

Quartär

Die erosive Phase, welche in der Molassezone Oberösterreichs nach der Bildung der Hausruck-Formation einsetzt und im Pleistozän während der quartären Eiszeiten ihren Höhepunkt erreicht, hat im Hausruckviertel deutliche Spuren hinterlassen. Kiesstreu auf den Feldern ist in diesem Gebiet keine Seltenheit, ja fast schon die Regel. Von den

vielen mit Kies bestreuten Bereichen des kartierten Gebietes verblieben nach einer intensiveren Handbohrungskampagne nur wenige Kieskuppen und -flächen, die auf Grund ihrer Mächtigkeit (> rund 1,5 m) als relevant erachtet und in die Geologische Karte eingetragen wurden. Die höchstgelegenen quartären Kieskörper bei Ketznerhub und Hochrain (mit Unterkanten zwischen 570 und 550 m SH) sind in das Altpleistozän (früher Oberpliozän) zu stellen, ein weiteres, kleines Vorkommen liegt rund 500 m SSE von Franzeneck, beim Gehöft Höhnwirt. Ebenfalls im Raum Ketznerhub und Hochrain, etwas tiefer als die altpleistozänen Kiese (Unterkanten bei rund 540 m SH), wurden Älterer Deckenschotter erfasst, großteils von mächtigen Lehmdecken überronnen. Weitere Vorkommen liegen S Franzeneck, N Haag, W Zehentpoint und bei Hub.

Jüngere Deckenschotter sind bei Moos, im Raum Wallern, vor allem aber auf dem Rücken von Wolfsdoppl und Kopplbrenn (Kies-Unterkante zwischen 520 und 510 m, zum Teil von mächtigeren Lehmdecken verschleiert) anzutreffen. N Ungenach und im Raum Scharedt–Stockedt sind weitere Reste von Jüngeren Deckenschottern auskartiert worden.

Hochterrassen-Kiese begleiten beide Flanken des Redlbachtales und die E-Flanke des Ungenacher Baches S Zell a. Pettenfirst. Kleine Hochterrassen-Reste finden sich E Mühlberg, W Wolfsdoppl, S Franzeneck und SW Scharedt. Die Austufen der größeren Gewässer dieses Bereiches (Ampflwanger Bach, Ungenacher Bach und Redlbach) verlaufen nach der gängigen Meinung durchwegs auf der Niederterrasse, da die rückschreitende Erosion (in die Niederterrasse) noch nicht über das Ager- und Vöcklatal auf diese Nebentäler übergreifen hat.

Mächtige Solifluktionslehme sind vor allem auf ostschauenden Hängen und in flachen Talungen anzutreffen, vereinzelt sind an den Osthängen auch noch Reste von Lößlehm-Decken erhalten (Vornholz, E Stockedt).

Blatt 4313 Haslach an der Mühl

Siehe Bericht zu Blatt 16 von DAVID SCHILLER & FRITZ FINGER

Siehe Bericht zu Blatt 16 von DAVID SCHILLER

Blatt 4319 Linz

Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz

CHRISTOPH IGLSEDER

Im Zuge der geologischen Aufnahme 2011 wurde für den östlichen Teil des Haselgrabens, östlich und südöstlich anschließend an das Arbeitsgebiet von 2009 (Gebiet UTM-4319-NE-Ecke – Stummer–Oberwinkl–Kitzelsbach–Katzbach–Niederbairing–Oberbairing–Haselbach) und für den westlichen Teil des Haselgrabens südlich und westlich

anschließend an das Arbeitsgebiet von 2010 (Gebiet SW Speichmühle–Kronabittedt–Eidenberger Alm–Eidenberg–Lichtenberg–Gh. Reiter–Gh. Holzbauer–Gh. Pfixeder–Gh. Baumgartner) eine geologische Manuskriptkarte (Aufschlusskarte 1:10.000) erstellt.

Im Zuge der geologischen Aufnahme 2012 wurde östlich anschließend an das Arbeitsgebiet von 2011 (Gebiet Sulzstetter–Große Rodl–Hals–Gramastetten), im Westen und Süden begrenzt durch die Landesstrasse L581, eine geologische Manuskriptkarte (Aufschlusskarte 1:10.000) erstellt.

Koordinatenangaben sind in WGS84/UTM Zone 33N.

Aufschlussverhältnisse

Die Aufschlussverhältnisse des Arbeitsgebietes sind mannigfaltig ausgeprägt und folgen meist morphologischen Parametern. Während entlang großer Gräben/Täler und tief eingeschnittener Bach-/Flussläufe (Haselgraben, Rodltal; Zimmermeisterbach, Aubach, Aschlbach, Kreuzstätterbach) gute Aufschlüsse vorzufinden sind, welche eine Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse erlaubt, konnte auf den Verebnungs-/Hochflächen nur bei bewaldeten Bergkuppen anstehendes Gestein aufgenommen werden. Dabei ist zu bedenken, dass hier vor allem verwitterungsresistente „Härtlinge“ und Blockschutt-Areale erhalten sind, welche nicht unbedingt den existierenden Gesteinsverband widerspiegeln, welche fälschlicherweise eine Karte der Verwitterungsverhältnisse generieren würde. Deshalb bestand ein besonderes Augenmerk darauf bzw. wurde versucht, mithilfe der übrigen Flächen, welche mittels Lesesteine kartiert wurden, den Untergrund und die Lagerungsverhältnisse möglichst repräsentativ darzustellen. Durch Mischformen von Lithologien und engen Lagerungsverhältnissen war dies manchmal schwer möglich.

Lithologien (Regionale Variationen und petrographische Beschreibung)

Bavarikum

Migmatit aus Paragneis (stromatischer migmatischer Paragneis; nebulitischer homogenisierter Paragneis-Migmatit)

Das Kartierungsgebiet wird östlich der Geng Bezirksstraße L1496 von Gramastetten Richtung Zwettl an der Rodl vorwiegend von Migmatiten aus Paragneisen bestimmt, wobei der Aufschmelzungsgrad (Homogenisierungsgrad) variiert und somit auch das Erscheinungsbild wechselt. Hier ist zwischen Bereichen mit in situ-Aufschmelzung, welche noch den präexistierenden Gesteinsverband und Lagerungsverhältnisse widerspiegeln bzw. ein deutliches Parallelgefüge von phyllosilikatreichen und Quarz-Feldspat-reichen Lagen (Leukosom, Melanosom) mit deutlicher Foliation aufweisen (stromatischer migmatischer Paragneis), und Bereichen mit stärkerer Aufschmelzung, wo selten ein vor-migmatisches Gefüge und meist auch nur eine schwache (syn-migmatische) Foliation erkennbar ist (nebulitischer homogenisierter Paragneis-Migmatit), zu unterscheiden. Für beide Typen ist das Vorhandensein von Restitschollen (feinkörniger Paragneis, Quarzit, Kalksilikat) charakteristisch, welche einerseits in den stromatischen migmatischen Paragneisen als Lagen und Boudins, andererseits in den homogenisierten Paragneis-Migmatiten als unregelmäßige Schollen (Schollenmigmatit) ausgeprägt sind. Eine interne Foliation und prä-migmatischer Mineralbestand ist meist erkennbar und bietet Einblicke in die Rahmenbedingungen (Metamorphose) des präexistierenden Gesteinsverbandes.

Im Gelände wurden zwei Arten unterschieden und kartenmäßig getrennt: (1) Stromatische migmatische Paragneise mit deutlich reliktischem Parallelgefüge und Wechsel von phyllosilikatreichen und felsischen Lagen, welche sich als leuko-melanokrate Segregationen migmatischer Schmelzbildungen zeigen. Dabei kann der Aufschmelzungsgrad variieren und in stärker aufgeschmolzenen Bereichen ist Kalifeldspat grobkörnig idiomorph ausgebildet, was in der Karte mit Übersignatur dargestellt wurde. (2) Mittel-grobkörnige, meist massige nebulitische homogenisierte Pa-

ragneis-Migmatite mit schwacher mineralogisch-bedingter Wechsellagerung und Foliation sind durch stärkere Aufschmelzung charakterisiert, wobei in diesen homogenisierten Bereichen teilweise porphyrische Feldspäte und ein hoher Quarzanteil dominiert.

Unabhängig von den eben beschriebenen Verhältnissen kann die Ausprägung von Mischformen (massig, wenig foliiert bis deutlich stromatisch, schwach foliiert) beobachtet werden, wobei eine genaue Zuordnung (zu einem Typus) durch die enge Wechsellagerung schwer möglich ist bzw. auch die Zuordnung auf den Aufschlussmaßstab beschränkt ist und schwer Extrapolationen ins spärlich aufgeschlossene Gebiet gemacht werden können. In Aufschlüssen E Türkstetten [N 5357886; E 442435/ N 5357803; E 442449] konnte eine relative Abfolge der Schmelzbildung und eine Scholle von stromatischem migmatischem Paragneis in homogenisiertem Paragneis-Migmatit beschrieben werden.

Besonders erwähnenswert ist die Beobachtung von in situ-Pegmatitbildung im Bereich des Leukosoms, das einerseits der präexistierenden Struktur folgt, andererseits diese durchschlägt. Manchmal ist ein diffuser Übergang zu „pegmatoidem“, grobkörnigem Neosom erkennbar, z.T. mit grobkörnigem Biotit und Hellglimmer, welches wiederum in das Gestein, sowohl konkordant als auch diskordant, eindringt. Diese Phänomene tritt sowohl in stromatischen migmatischen Paragneisen als auch in nebulitischen Paragneis-Migmatiten auf, auch die Mächtigkeit dieser Areale kann bis zu mehreren Dezimetern variieren.

Der Mineralbestand in migmatischen Gesteinen setzt sich aus Cordierit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und untergeordnet Hellglimmer und Granat zusammen, wobei der mineralogische Bestand nach Art und Erscheinungsbild der Migmatite stark variieren kann. Während Cordierit meist in stromatischen migmatischen Paragneisen mit deutlichem Parallelgefüge und hohem Biotitanteil anzutreffen ist, tritt er in homogenisierten und daher Kalifeldspat-Quarz-reichen Gesteinen selten auf. Gut erhaltener grünlich-grauer Cordierit in teilweise homogenisiertem Paragneis-Migmatit wurde im ehemaligen Steinbruch N Rotes Kreuz [N 5360271; E 444669], grünlich-blaugrauer bis cm-Größe ausgebildeter Cordierit wurde in stromatischen migmatischen Paragneisen am Ende der Gis-Straße [N 5358815; E 444903] beobachtet. Oft ist Cordierit von Biotit und Hellglimmer überwachsen oder zu Pinit umgewandelt. Erwähnenswert ist ein Lesesteinfund WNW Oberbairing [N 5357625; E 448772], wo in Hellglimmer- und Turmalin führendem homogenisiertem Paragneis-Migmatit idiomorpher Granat mit bis zu 3 mm Durchmesser gefunden werden konnte.

Ein prägendes Strukturelement ist die deformative Beeinflussung entlang oder im Bereich von Scherzonen (Rodl-Scherzone; Haselgraben-Scherzone), wo Entwicklungen von foliierten, proto-mylonitischen zu grünschiefer- und amphibolit-faziellen Myloniten und Ultra-Myloniten beobachtet werden konnte. Hier war das Auftreten bzw. die retrograde Bildung von Chlorit beobachtbar.

Restitschollen (feinkörniger Paragneis, Kalksilikat, Quarzit):

In migmatischen Paragneisen treten scharf abgrenzbare andere Gesteinsarten auf, welche als Schollen bezeichnet werden. Sie zeigen rundlich-ovale bis eckige Formen von dm- bis m-Größe. Teilweise sind sie parallel zur Folia-

tion der Migmatite anzutreffen, manchmal in den homogenisierten Paragneis-Migmatiten als unregelmäßige Schollen (Schollenmigmatit) ausgeprägt.

Drei Arten von Schollenlithologien waren im Arbeitsgebiet kartierungsmäßig ausscheidbar und sowohl als Lesesteine als auch in fast jedem Aufschluss auffindbar:

(1) meist feinkörnige, stark foliierte häufig Granat führende Biotit-Paragneise; (2) grau-grünliche, von ihrer chemischen Zusammensetzung Richtung Kalksilikat tendierende Lithologien, welche unter dem Mikroskop (u.d.M.) reich an Klinopyroxen sind und (3) als weitere Variation von Schollenlithologien feinkörnige, gräuliche bis dunkel-bläuliche Quarzite. Ihre Mächtigkeit variiert und meist ist ihr Auftreten parallel zum Lagenbau der Paragneise.

Der beste Aufschluss wurde am Ende der Gis-Straße [N 5358815; E 444903] vorgefunden, wo migmatischer Cordierit-Biotit-Paragneis und Schollenmigmatit mit Schollen von granatreichem Paragneis und Klinopyroxen führendem Kalksilikat anzutreffen sind.

Marmor und Hornblende führender Gneis

Circa 700 m SW Gh. Baumgartner wurde ein cm-großer Lesestein von Kalzit-Marmor aufgefunden.

Eine Besonderheit stellt ein hornblendereicher, nicht foliiertes Gneis mit gabbroidem Aussehen und cm-großen dioritischen Schollen NW Gramastetten [N 5359439; E 440383] dar.

Südböhmischer Batholith

Westlich der Geng Bezirksstraße L1496 sind Granitoide des Südböhmischen Batholith aufgeschlossen.

Weinsberger Granit (WBG)

Weinsberger Granit (WBG) ist nur am NW Blattrand des Arbeitsgebietes aufgeschlossen und vereinzelt als Lesesteine und Blöcke auf der Hochfläche E und NE Gh. Steininger und W entlang der Großen Rodl bis ungefähr Höhe Mündung des Aubaches auffindbar. Deutlich ist das typische Erscheinungsbild mit großen idiomorphen Kalifeldspäten und der grobporphyrischen Textur mit Quarz und Biotit. Teilweise ist der WBG quarzreich mit einer deutlichen Verformung parallel zur Rodl-Scherzone. Partitionierte anastomosierende Scherbahnen mit SCC-Gefügen top SSW und biotit- und chloritreichen phyllosilikatischen Lagen, z.T. eingeregelt Kalifeldspäten, welche spröde zerbrechen, weisen auf grünschiefer-fazielle Bedingungen bei ~350° C hin [N 5361049; E 440907]. Erwähnenswert ist eine ~1 m mächtige Lage von ultra-mylonitischem Gneis der Rodl-Scherzone, welcher die Foliation des WBG diskordant schneidet [N 5361087; E 440694]. Auch konnte im Bereich Hals als Lesestein eine ~12 cm große Scholle von Paragneis in WBG aufgefunden werden.

Schlierengranit (SG)

Der Schlierengranit (SG) (RUPP et al., Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000: Erläuterungen, 2011, und Referenzen darin) nimmt das größte Areal an Granitoiden westlich der Bezirksstraße L1496 ein und ist auf seiner ganzen Breite durch die Rodl-Scherzone beeinflusst. Dabei nimmt der Grad der Verformung nach W hin ab. Bezüglich der Lagerungsverhältnisse und Orientierung der Foli-

ationsflächen sind zwei Streichrichtungen auffallend. Am Übergang zum WBG wird der SG immer massiger und z.T. werden große Kalifeldspäte aus dem WBG übernommen. Auch sind nachträglich mitdeformierte Schollen von WBG in SG beobachtbar [N 5360856; E 440599 / N 5360845; E 440680].

Der Mineralbestand im SG setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Quarz, Hornblende und Titanit zusammen, wobei der mineralogische Bestand durch die Wechsellaagerung von grob- und feinkörnigen sowie quarz-feldspat- oder biotitreichen Arealen, nicht zuletzt durch eine z.T. intensive und partitionierte Verformung sehr stark variieren kann. Der Kalifeldspat ist meist idiomorph ausgeprägt und in manchen Bereichen sind Kristalle bis 5 cm beobachtbar, welche in die mylonitische Foliation, abhängig von der Verformungsrate, eingeregelt werden [N 5360779; E 441121 / N 5360800; E 441158]. Plagioklase sind meist idiomorph ausgebildet und agieren als Porphyroklasten, Quarz und Biotit bilden die Hauptfoliation. NNE Gh. Steininger konnte an einem Aufschluss [N 5360735; E 440073] ein deutlich foliiertes Hornblende-Titanit-SG aufgenommen werden. U.d.M. sind alle Proben Titanit- und Hornblende führend. Abhängig vom Grad der Verformung kann Feldspat dynamisch rekristallisieren und z.T. wird Chlorit neu gebildet. Im Bereich zwischen Zimmermeisterbach und Großer Rodl [N 5360792; E 441044] wechsellagert SG mit Aplitgängen und ist (ultra-) mylonitisch mit einer gut erkennbaren Isoklinalverfaltung deformiert.

Feinkorngranit (FKG)

Feinkorngranit (FKG) konnte im Arbeitsgebiet nur vereinzelt als Lesesteine im Gebiet Hals, WNW Gh. Steininger, aufgefunden werden. Dabei handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen Biotit-Granit, der wahrscheinlich in Gängen auftritt und schwach deformiert ist.

Ganggesteine

Die Ganggesteine im Arbeitsgebiet wurden aufgrund ihres regionalen Auftretens und ihrer Genese in 3 Gruppen gegliedert. Dabei wurden (1) Ganggesteine von/in Granitoiden des Südböhmischen Batholith, (2) Ganggesteine aus/in Migmatiten und (3) post-migmatische Ganggesteine unterschieden:

(1) feinkörnige Granit- und Quarzgänge, Aplite und Pegmatite, welche in Schlierengranit (SG) und Weinsberger Granit (WBG) auftreten. Diese sind meist deformiert und in den mylonitischen Lagenbau eingeregelt. Abhängig von der Entfernung zur Rodl-Scherzone nimmt der Grad der Verformung ab, abhängig von ihrer präexistierenden Zusammensetzung und Intensität der Verformung kann das deformativ Mineralverhalten und die Körnigkeit stark variieren. Die Mächtigkeit kann von Dezimetern bis Metern betragen. FKG-Gänge konnten anstehend nur an einem Aufschluss beobachtet werden [N 5360847; E 440593], konkordant in proto-mylonitischen SG eingeregelt, z.T. als Apophysen den SG diskordant durchschlagend. Erwähnenswert sind (ultra-) mylonitische, isoklinal verfaltete Aplitgänge, wechsellagernd in SG [N 5360792; E 441044 / N 5360789; E 441040], welche Granatklasten führen und somit ein oberes Alter für die Entwicklung der Rodl-Scherzone liefern könnten. NW Gramastetten [N 5359675; E 440695] ist ein Hellglimmer führender Aplitgang konkordant in SG eingeregelt und zeigt grünschiefer-fazielle

Deformation mit spröde zerbrechenden Feldspäten. Pegmatitische Gänge stellen aufgrund von Überschneidungskriterien meist die jüngsten Intrusionen dar. So konnten an einem Aufschluss [N 5360845; E 440680] Schollen von hochgradig deformiertem SG in deformiertem Pegmatit beobachtet werden.

(2) Pegmatite und Aplite in migmatischen Paragneisen und Paragneis-Migmatiten stellen eine weitere Generation von Ganggesteinen dar. Ihre Mächtigkeit variiert von dm- bis m-Bereich. Als erste Gangart treten z.T. mitdeforimierte in-situ-Pegmatitbildungen im Bereich des Leukosoms auf. Der Mineralbestand dieser grobkörnig ausgebildeten Pegmatite besteht meist aus Feldspat, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Turmalin ± Granat, wobei Kalifeldspat über Plagioklas dominiert, sowie die Zusammensetzung und der Anteil an Mineralphasen variieren können. Die Pegmatitgänge folgen entweder dem präexistierenden Lagenbau oder schneiden die Foliation der Migmatite diskordant. So streichen die Gänge östlich des Haselgrabens WSW–ENE (060–080) und westlich des Haselgrabens NNE–SSW (170), dem präexistierenden Lagenbau folgend [N 5361023; E 444026]. In Nähe zu den Scherzonen werden die Pegmatite in den mylonitischen Lagenbau eingeregelt [N Zimmermeisterbach; N 5360795; E 441335]. Erwähnenswert ist das gehäufte Auftreten von Pegmatiten westlich des Haselgrabens und ein Lesesteinfund von mylonitischem Pegmatit ca. 700 m NNE Stratreith [N 5360648; E 449572]. Von besonderem Interesse für das regionale Verständnis der Migmatite des Bavarikums sind meist N–S streichende undeformierte Biotit führende Aplitgänge bis 1 m Mächtigkeit, welche den foliierten migmatischen Biotit-Cordierit-Paragneis diskordant durchschlagen und idiomorphen Granat und Andalusit führen [Ende der Gis-Straße; N 5358815; E 444903]. Geplante geochronologische Untersuchungen könnten ein unteres Alter für die LP/HT-Metamorphose im Bereich Lichtenberg anzeigen. Im Bereich der Haselgraben-Scherzone wurden keine Aplite beobachtet. Entlang der Rodl-Scherzone werden die Granat führenden Aplite durch Deformation unter grünschiefer-faziellen Bedingungen in den mylonitischen Lagenbau eingeregelt.

(3) Als dritte Ganggeneration treten Quarz-Porphyrite mit kalk-alkaliner(?) Zusammensetzung auf. Diese feinkörnigen, meist weiß bis selten grau-gelblich auftretenden Gänge mit einer charakteristischen hellen Verwitterung wurden als Lesesteine und Blockwerk entlang Feldern bis 1 m Größe v.a. NE Aschberg um das Gh. Wimmer, E bis Gh. Ertl aufgefunden. Dabei handelt es sich um undeformierte Quarz-Porphyrite, welche u.d.M. Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Muskowit in einer feinkörnigen Matrix von radialstrahlig verwachsenen Feldspat, Quarz, Muskowit und Biotit zeigen. Leider konnten undeformierte Quarz-Porphyrite nicht in-situ beobachtet werden, jedoch wird aufgrund der Lesesteinanordnung auf eine ± WNW–ESE streichende Gangschar auf einer Breite von 300 m geschlossen. Auch W der Großen Rodl, NE Gramastetten wurde das gleiche Material in Form von Blöcken bis 0,9 m Durchmesser aufgefunden [N 5359851; E 440473 / N 5359820; E 440403 / N 5360006; E 440690 / N 5360086; E 440641 / N 5360089; E 440708 / N 5360361; E 440564]. Besonders erwähnenswert ist das Auftreten von z.T. (ultra-) mylonitischen Quarz-Porphyriten (bis 0,5 m) in grünschiefer-faziellen Mylonit-Zonen in den Paragneisen im Bereich Aubach Mitte [N 5360410; E 441628 / N 5360709; E 441916], welche N–S streichen und steil

nach E einfallen. Hier wurden sowohl mylonitische Lagen und Xenolithe von Paragesteinen in den Quarz-Porphyrit-Myloniten beobachtet, als auch sind die Migmatite randlich mitdeforimierte. Richtung Haselgraben konnte der von REITER, Jb. Geol. B.-A., 145, 312–314, 2005, beschriebene Aufschluss nahe Gh. Pfixeder leider nicht mehr aufgefunden werden, jedoch konnte anhand von Bauschutt und Lesesteinen [N 5358193; E 446704] der mylonitische Charakter auch dieser Gänge rekapituliert werden. Eine ähnliche Genese wie im Bereich des Aubaches wird angenommen.

Störungsgesteine

Phyllonit aus Grt-Glimmerschiefer

Nördlich des Zimmermeisterbaches, an der Bezirksstraße L1496 [N 5360795; E 441335] (und ein Block S des Aubaches an der Straße nach Eidenberg) konnte eine ca. 1 m mächtige Lage von phyllonitischem Granatglimmerschiefer beobachtet werden, welche u.d.M. Hellglimmer, Quarz, wenig Feldspat, chloritisierten Biotit sowie chloritisierte Granatklasten zeigt. Aufgrund des für diesen Bereich des Bavarikums untypischen Gesteinsart wird eine Genese während einer Frühphase der Rodl-Scherzone angenommen, welche unter kühleren Bedingungen retrograd überprägt wurde.

(Ultra-) Mylonit (amphibolit-faziell; grünschiefer-faziell)

Mylonite werden auf der Karte, abhängig von ihrem Deformationsgrad mit Übersignatur dargestellt. Amphibolit-fazielle Mylonite wurden im Feld aufgrund dynamisch rekristallisiertem Feldspat charakterisiert, wobei Bedingungen unter Amphibolit-Fazies (> 500° C) angenommen werden, welche auch teilweise u.d.M. rekapituliert werden konnten. Diese Mylonite treten in der Rodl-Scherzone in mylonitischen, ehemals migmatischen Paragneisen im Bereich des Zimmermeisterbaches [N 5360878; E 441552] und im Schlierengranit [N 5360792; E 441044 / N 5360654; E 440823 / N 5360613; E 441049] auf. Besonders erwähnenswert sind hier ± WNW–ESE streichende amphibolit-fazielle Mylonite S Gh. Steininger [N 5360257; E 439979] und NE Gramastetten [N 5359558; E 440665], welche einer Frühphase der Rodl-Scherzone zugeordnet werden.

Entlang der Rodl-Scherzone (Zimmermeisterbach, Aubach, Aschlbach, Große Rodl) sind im Arbeitsgebiet auf einer Breite von ca. 1,5 km grünschiefer-fazielle Proto- bis Ultra-Mylonite aufgeschlossen, die vom Liegenden ins Hangende den gesamten Gesteinsverband von Migmatiten und Granitoiden erfasst. Zum Teil sind die Gesteine ultra-mylonitisch deformiert, sodass keine eindeutige Zuordnung zu einem Edukt hergestellt werden kann. Diese Gesteine wurden in der Karte als grünschiefer-fazielle Mylonite dargestellt bzw. könnten als mylonitische (Ortho-, Para-) Gneise der Rodl-Scherzone bezeichnet werden.

In der Haselgraben-Scherzone wurden grünschiefer-fazielle (ultra-) mylonitische migmatische Paragneise NE Speichmühle [N 5358714; E 447574 / N 5358710; E 447566] und SSE Speichmühle [N 5357833; E 447549] angetroffen.

Kataklastite

Auffallend ist, dass bisher entlang der Rodl-Störung nur spärlich kohäsionsloser Kataklastit, respektive Kakirit und fault-gouge (Störungsletten) aufgefunden werden konnten. Hier ist ein Aufschluss NW Gramastetten [N 5359675;

E 440695] erwähnenswert, wo bis 1 mm kohäsionsloser Kataklasit und fault-gouge in Verbindung mit Bergkristallklüften angetroffen und präexistierende mylonitische Strukturen reaktiviert wurden. Im Bereich Aubach [N 5360533; E 441558] und NW Gramastetten [N 5359594; E 440465] konnte kohäsiver Kataklasit mit mylonitischen Komponenten aufgenommen werden. Dabei handelt es sich am Aubach um ein ca. 15 cm großes Lesestück, NW Gramastetten um mehrere stark verkittete Leseblöcke bis 0,4 m Durchmesser. Hier ist das Auftreten von undefor-mierten gräulichen Quarz-Porphyriten erwähnenswert. Ein Aufschluss am Rodlberg [N 5359303; E 440376] zeigt an W/WNW-E/ESE streichenden, ~70° nach S einfallenden Klüften mit E-W streichender Lineation ca. 2 mm kohäsionslosen Kataklasit.

In den Migmatiten östlich des Rodltales wurden südlich Aschlberg, Kreuzstätterbach [N 5358923; E 440835] an NE-SW streichenden, vertikal stehenden Harnischflächen kohäsionsloser Kataklasit, am südlich gelegenen Ufer des mittleren Aubaches [N 5360271; E 441557] konnte an WSW-ENE streichenden, 70° nach NNW einfallenden Harnischflächen mit E-W-streichender Lineation ein Fe-reicher kohäsiver Kataklasit mit sinistralen Schersinn beobachtet werden. In einem ehemaligen Steinbruch, 900 m SE Gh. Lehner [N 5357538; E 442866] sind z.T. konjugierte NW-SE streichende, ~65° nach NE einfallende Harnischflächen mit kohäsionslosem Kataklasit aufgeschlossen.

Entlang des Haselgrabens konnte in einer Nachbegehung der Aufnahme von 2009 bis zu 20 cm mächtiger S-paralleler kohäsionsloser Kataklasit [N 5359010; E 447649] und eine „scaly-foliation“ in den bis zu 50 cm mächtigen Karkiriten mit einem Schersinn top N nachvollzogen werden. Am neu bearbeiteten Aufschluss W der Landesstraße L581 [N 5358714; E 447574 / N 5358710; E 447566] konnten an reaktivierten nach E einfallenden mylonitischen Foliationsflächen bis mm dicker kohäsiver Fe-reicher Kataklasit und fault-gouge beobachtet werden.

Strukturelle Beobachtungen

Lagerungsverhältnisse und duktile Strukturen

Das Hauptstreichen der migmatischen Paragneisfoliation ist generell N/NE-S/SW mit steilem bis flachem Einfallen Richtung E als auch untergeordnet Richtung W/NW, was dem präexistierenden Lagerungsverhältnissen entspricht. In stärker homogenisierten Bereichen sind eine NW-SE streichende Foliation, mit mittelsteilem Einfallen Richtung NE beobachtbar. Die dazugehörigen Lineationen streichen meist NE-SW und selten NW-SE.

Im Vergleich dazu zeigen die (proto- bis ultra-) mylonitischen Areale entlang der Rodl-Scherzone NE/NNE-SW/SSW streichende Foliationen mit mittelsteil bis steilem Einfallen Richtung NW. Die dazugehörigen Lineationen streichen NE/NNE-SW/SSW mit teilweise flachen Einfallswinkeln Richtung NE und SW. Meist ist die Lineation subhorizontal orientiert.

Je kühler (und jünger) die duktilen Strukturen, desto mehr streichen die Foliationen N-S mit einem „flip“ des Einfallens steil Richtung E, welche der Streichrichtung der Haselgraben-Scherzone entspricht. Deshalb wird die Haselgraben-Scherzone als jüngerer Element der Rodl-Scherzone angesehen.

An Faltungen konnten in Migmatiten prä- bis syn-migmati-sche Falten mit stark variierenden Orientierungen beobachtet werden. Die Isoklinalfalten in den Scherzonen haben NE/NNE-SW/SSW streichende Faltenachsen mit Achsialebenen parallel zur mylonitischen Foliation.

Spröde Strukturen

Das spröde Strukturinventar ist vielseitig gestaltet und umfasst spröd-(duktil) Harnischflächen, konjugierte Störungen und Kluffflächen. Generell folgen die spröden Störungen meist präexistierenden Strukturen und reaktivieren diese. Auch ist z.T. Kataklasit beobachtbar.

Drei Hauptrichtungen konnten unterschieden werden: (1) NW/WNW-SE/ESE streichende, (2) NE-SW streichende und (3) N/NNE-S/SSW streichende Störungs- und Kluffflächen, mit steilem Einfallen. Diese wurden in einem N-S gerichteten Spannungsfeld angelegt.

Quartäre Bedeckung

Quartär

Nach dem Konzept und Standards für die junge Bedeckung im Periglazialraum (KRENMAYR et al., Jb. Geol. B.-A., 152, 57-66, 2012) wurden folgende Ablagerungen kartennmäßig ausgeschieden:

- Fluviale Ablagerungen in Bach- und Flussablagerungen bzw. Austufe größerer Gerinne konnten NE Oberwinkl und v.a. im Tal der Großen Rodl aufgenommen werden.
- Solifluktsions- und Flächenspülluings-sedimente konnten in Senken und Bachoberläufen, manchmal unterstützt durch Bauaufschlüsse nachvollzogen werden.
- Solifluidal-fluviale Bach- und Flussablagerungen schließen meist an die Bereiche der Solifluktsions- und Flächenspülluings-sedimente an und treten in mehr fluvial beeinflussten Bereichen entlang Bachläufen auf.
- Verwitterungsschutt wurde nur in Bereichen von bewaldeten Bergkuppen mit anstehendem Material beobachtet und aufgenommen.
- Blockschutt (Blockschutthalde) tritt meist entlang der morphologisch tief eingeschnittenen Täler und auf den Bergkuppen des Lichtenbergs auf.

An manchen Stellen konnte in situ Verwitterungsschutt beobachtet werden.

Hydrogeologie

Auf der topographischen Karte nicht dargestellte Quellen, Bäche und Gerinne, manchmal bedingt durch großräumige Drainagesysteme und Trockenlegungen von Niedermooren/Vernässungen wurden aufgenommen und auf der Karte dargestellt. Auch wurde versucht, das Netzwerk an Brunnen für weitere hydro(geo)logische Bearbeitungen zu erfassen. Dabei wurde jedoch nicht zwischen Hausbrunnen und Entwässerungsbrunnen unterschieden. Erwähnenswert ist das Auftreten von Entwässerungsbrunnen (ehemalige Quellaustritte) entlang morphologischer Geländekanten und in Solifluktsionskörpern auf der Hochebene des Arbeitsgebietes.

Bericht 2008–2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz

CHRISTIAN RUPP

2008 wurde die Kartierung des Molasseanteils des UTM-Blattes 4319 Linz in Angriff genommen. Auf Grund der generellen Aufschlussarmut wurden zusätzlich zu der Begangung eine größere Anzahl von Handbohrungen und einige Motorbohrungen durchgeführt, um die Erstellung einer flächendeckenden Geologischen Karte zu gewährleisten. Neben einer generellen Beschreibung der geologischen Verhältnisse werden hier auch die Bohrprofile der durchgeführten Motorbohrungen veröffentlicht, um diese einem größeren Kreis von Interessenten zugänglich zu machen. Da zwischen 2008 bis 2010 auf Grund anderer Verpflichtungen nur wenig Zeit in die Kartenblattaufnahme auf 4319 Linz verwendet werden konnte, wird hier ein zusammenfassender Bericht über diesen Zeitraum präsentiert.

Untermiozän, oberes Egerium

Der „Ältere Schlier“ ist im Raum Ebelsberg–Ansfelden–Kremsdorf, dem S der Traun gelegenen SE-Teil des Kartenblattes, das älteste oberflächlich anstehende Schichtglied. Im Raum Ebelsberg ist er nur in einem schmalen Streifen unter 260 m SH am Ostrand des Katenblattes, am Fuß des steiler werdenden Hanges unterhalb von Ufer, zumeist stark verrutscht in Form von hellbraunen Pelitblättchen bis -brocken anzutreffen (~ UTM 450572/5344384). Erst außerhalb des Kartenblattes konnte im Bachbett direkt unter dem Bezirksteil Ufer hellbrauner, fein geschichteter Pelit mit hellgrauen, diatomitischen Lagen, anstehend bis leicht verrutscht, entdeckt werden (UTM 450738/5344522; RUPP & ČORIĆ, Jb. Geol. B.-A., 152, 67–100, 2012). Weiter südlich tritt der „Ältere Schlier“ neben kleineren Vorkommen S des Gehöfts Waldbot (~ UTM 450188/5341202) verstärkt im Raum Wolfsjäger–Gstaltner entlang und unterhalb einer um die 320 bis 330 m SH gelegenen Geländekante zu Tage. Auch hier ist er oft stark verrutscht und weist neben dem typischen braunen Pelit auch häufiger harte Menilitlagen auf, am besten im Wäldchen S des Rieder i. Ried (~ UTM 449508/5339633) zu beobachten. Auch im Bachbett des Wambaches (E Gstaltner, UTM 449258/5339075) und an seinen Flanken (S Wambach) steht manchmal „Älterer Schlier“ an. Am markantesten tritt der „Ältere Schlier“ an der SE-Flanke des Trauntals zwischen Flödlmayr und Kremsdorf zu Tage. Die markante Geländekante zwischen 340 und 320 m SH, welche vom Flödlmayr nach Ansfelden verläuft und durch zahlreiche Abrissnischen entstanden ist, ist entgegen der Darstellung von SCHADLER (Geologische Karte Linz und Umgebung 1:50.000, Linzer Atlas, H.6, Magistrat Linz, 1964) erst ab Vordermayrberg im „Älteren Schlier“ angelegt, im Raum Flödlmayr verläuft sie im Löss (siehe Bohrung 4319MB6/2010). Auch unter dieser Geländekante tritt immer wieder „Älterer Schlier“ zu Tage, oft verronnen und wulstförmige Rutschkörper bildend. Ein Gutteil von Ansfelden steht auf „Älterem Schlier“, gut einzusehen im unteren Teil des Kreuzweges im Ansfeldener Graben (~ UTM 447390/5339450), wo mehrere Quellaustritte im Menilit führenden Schlier zu beobachten sind. Auch die NW-Flanke des Ortsteiles Fürhappen und Teile von Kremsdorf sind von „Älterem Schlier“ aufgebaut. Ist im Großteil des Kartierungsgebietes der „Ältere Schlier“ nur durch lose Pelitbrocken und -blättchen dokumentiert,

konnte in einer bereits am Hangfuß gelegenen Baugrube in Kremsdorf (UTM 446092/5339235) ein genaueres Bild der Lagerungsverhältnisse dieser lithologischen Einheit gewonnen werden. Die feinst geschichteten, hellbraunen Pelite mit dünnen Menilitlagen waren rund 40° gegen den Hang verstellt, wie es typisch für rotierte Rutschkörper und somit auch für den als rutschanfällig bekannten „Älteren Schlier“ ist (KOHL & KRENMAYR, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels, Geol. B.-A., 1997).

Makroskopisch zeigt der hier kartierte „Ältere Schlier“ folgendes lithologisches Bild: hellbrauner bis schokoladenbrauner, manchmal auch schwarzbrauner Pelit (Tonmergel, zumeist entkalkt), fein geschichtet bis massig, bereichsweise mit Menilitlagen, Fischresten oder (seltener) dünnen diatomitischen Lagen. Die wenigen unverwitterten, kalkhaltigen und daher mikropaläontologisch auswertbaren Sedimentproben aus dem „Älteren Schlier“ konnten nur aus künstlichen Aufschlüssen (Baugruben, Brunnenbohrung Vordermayrberg, s.u.) gewonnen werden. Alle daraus gewonnenen Foraminiferenfaunen zeigen große Ähnlichkeit mit denen der Bohrung UE 50 bei Ebelsberg (RUPP & ČORIĆ, 2012) und führen manchmal die für die Ebelsberg-Formation typische *Gaudryinopsis austriacus* RÖGL. Eine auf Nannoplankton untersuchte Probe, in dankenswerter Weise durchgeführt von Stjepan ČORIĆ (GBA), ergab eine Einstufung in die Nannoplanktonzone NN1. Daher wird der „Ältere Schlier“ dieses Bereiches des Kartenblattes 4319 Linz ausnahmslos der Ebelsberg-Formation zugerechnet.

Untermiozän, Ottnangium

Über dem „Älteren Schlier“ der Ebelsberg-Formation wurde in mehreren Bereichen des Arbeitsgebietes der „Jüngere Schlier“ angetroffen. Kleinere, nicht durch jüngere Sedimente bedeckte Vorkommen konnten in einem Graben im Forstholz (~ UTM 450320/5339610) S der Bildsäule „Auge Gottes“ auskartiert werden, ebenso SE von Rieder i. Ried (~ UTM 449610/5339630), E von Gstaltner (~ UTM 449590/5339205) und beim Bildstock NW Winschberger (UTM 448370/5339600). Am SE-Rand von Ansfelden zieht zwischen ~ 330 und 340 m SH ein Streifen „Jüngerer Schlier“, über der Ebelsberg-Formation liegend, nach SW, im Raum Kremsdorf liegt dieser Streifen „Jüngerer Schlier“ etwas tiefer, zwischen 310 und 330 m SH. Lithologisch handelt es sich bei diesem „Jüngerer Schlier“ um einen beigebraunen bis hell olivgrauen, wechselnd feinsandigen, schwach glimmerigen Pelit (Tonsilt bis Silt), fein wellig geschichtet bis massig, teilweise verwühlt und im mm- bis cm-Bereich gebankt. Er ist zumeist kalkhaltig und oft reich an Foraminiferen. Die Faunen sind reich an planktonischen Foraminiferen (*Globigerina ottnangiensis* RÖGL, *G. praebulloides* BLOW etc.), das Benthos fällt durch das häufige Auftreten von Arten der Gattungen *Lenticulina*, *Astacolus*, *Bolivina* und *Cibicidoides* auf. Einige gering vertretene Arten erinnern noch an Mikrofaunen des Eggenburgium (*Amphicoryna danuviensis* (WENGER), *Uvigerina posthantkeni* PAPP), das Auftreten von *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) jedoch spricht für eine Einstufung in das Ottnangium. Somit kann dieser „Jüngere Schlier“ in den Grenzbereich Eggenburgium/Ottnangium, wahrscheinlicher schon in das unterste Ottnangium eingestuft werden und ist somit als Robulus-Schlier anzusprechen. Daraus ergibt sich, dass im hier präsentierten Kartierungsgebiet Sedimente des Ottnangium (hier: Robulus-Schlier) über Sedimenten des Egerium (hier: Ebelsberg-Formation) diskordant abgelagert wurden. Die Ober-

kante der Ebelsberg-Formation liegt im Kartierungsgebiet zwischen 310 und 330 m SH und der überlagernde Robulus-Schlier ist nur wenige 10er-Meter mächtig erhalten. Die Sedimente des Eggenburgium fehlen, obwohl sie, dokumentiert durch umgelagerte Fossilien (s.o.), einstmals vorhanden waren – eine Situation, die im weiten Umkreis von Linz die Norm ist (STEININGER in: PODZEIT & STEININGER, Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes, Kat. Nr. 64, 35–53, 1969). Interessant ist, dass nur rund 4 km SE des Kartierungsgebietes, in der Bohrung Fernbach 1, die Oberkante der Sedimente des Egerium bei 58 m SH liegt, darüber liegen 147 m Haller Serie (Eggenburgium) und weitere 70 m Robulus-Schlier („Innviertler Serie“) (RUPP et al., Geologie der Österreichischen Bundesländer. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., 2011). Die Oberkante Egerium liegt in dieser Bohrung also rund 260 m tiefer als im nahen Kartierungsgebiet und das Eggenburgium ist noch nicht erodiert. Analog verhält es sich im Raum Scharfen N Wels, wo oberflächlich unter dem Robulus-Schlier die Oberkante Egerium zwischen 360 und 400 m SH liegt und das Eggenburgium fehlt (KRENMAYR, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 49 Wels, 1996), wogegen in der nahen Bohrung Wels U 6 die Oberkante Egerium bei 186 m SH angetroffen wurde und darüber noch 110 m Eggenburgium entwickelt ist (RUPP et al., 2011). Ob diese Unterschiede auf eine Hebung von Teilen des kristallinen Untergrundes des nördlichen Streifens der Molassezone zurückzuführen sind, ist noch ungeklärt, soll aber Thema weiterer Untersuchungen sein.

Quartär

In der Molassezone existieren eine Reihe von Kiesvorkommen, die auf Grund ihrer Höhenlage älter als Günz sein müssen, deren Alter aber sonst nicht näher eingegrenzt werden kann. Nach der neuen Grenzziehung Neogen/Quartär mit 2,6 Ma (GIBBARD et al., J. Quaternary Sci., 25/2, 96–102, 2010) ist es aber sehr wahrscheinlich, dass alle diese Kiese in das Quartär zu stellen sind. Zu diesen Kiesen zählt auch der im Forstholz W von St. Florian auftretende Forstholzsotter im äußersten SE des UTM-Blattes Linz, von SCHADLER (1964) noch mit dem „Mursbergsotter“ gleichgesetzt. Es handelt sich dabei um rost- oder beigebraune bis gelbgraue, stark sandige, seltener sandig-schluffige Fein- bis Mittelkiese, untergeordnet Grobkiese, die offenbar intensiv mit mehr oder weniger reinen Sanden verzahnen und auch einzelne Schlufflagen aufweisen können (siehe auch weiter unten: 4319MB1/10 und 4319MB2/10). Das Geröllspektrum wird stark von Quarz und Quarzit dominiert. Mit einer Unterkante um die 350–360 m SH erreicht der Forstholzsotter lediglich Mächtigkeiten < 20 m, die nördliche Ausdehnung bis zum Wolfsjäger, wie von SCHADLER (1964) vermutet, konnte nicht bestätigt werden. Das Alter der Forstholzsotter ist auf Grund fehlender Fossilreste unklar. Bereits von ROHRHOFER (Mitt. f. Erdkunde, 5/6, 50–68, 9/10, 97–122, 1938) in das „Tertiär“ gestellt, werden sie heute von VAN HUSEN (in: RUPP et al., 2011) in das Quartär (Prae-Günz) eingestuft. Der auf der Karte von SCHADLER (1964) ausgewiesene schmale Streifen von Forstholzsottern im obersten Bereich der Steilkante zwischen Vordermayrberg und Flödlmayr um die 330 m SH konnte nicht verifiziert werden. In der steilen Flanke selbst wurde immer wieder Schotter (aber auch Ziegelschutt, Betonbrocken etc.) angetroffen, der aber offensichtlich ange-

schüttet wurde. Nach Auskunft von Anrainern war es lange Zeit üblich, Bauschutt u.a. einfach über die Steilflanke zu entsorgen. Auch Bohrungen trafen keine Kiese an (Brunnenbohrung Vordermayrberg, 4319MB6/2010, s.u.).

Ein etwas tiefer gelegener Kieskörper, teilweise mächtiger von Löss überdeckt, zieht von der Siedlung Wolfsjäger rund 500 m nach N und scheint dann recht bald auszulaufen. Es handelt sich um geringmächtige, schlecht in seichten Gruben (z.B. UTM 450175/5340447) aufgeschlossene, stark sandige Fein- bis Grobkiese bis kiesige Sande mit vorwiegend Quarz- und Quarzitzeröllen, die den Forstholzsottern nicht unähnlich sind, aber mit einer Höhenlage von rund 330 bis 340 m SH mit diesen nicht mehr gleichzusetzen sind. Andererseits sind sie zu kalkarm, um mit den weiter N und weiter E in ähnlichen Höhenlagen anstehenden Deckenschottern verglichen zu werden. Hier scheint es sich um noch im Prae-Günz umgelagerte Forstholzsotter zu handeln, die im Günz nicht gänzlich aufgearbeitet worden sind.

Ein weiteres, fleckenhaftes Kiesvorkommen an der Ostflanke des Wambachtals ist SE des Waldbotgutes anzutreffen. In einem Graben stehen bei rund 327 m SH (UTM 450528/5341014) gelbbraune bis graue Fein- bis Grobkiese, sandig, zum Teil konglomeriert, an. Das Geröllspektrum weist neben Quarz- und Quarzitzeröllen auch viele Kalkgerölle auf, was dem Spektrum der Deckenschotter in diesem Raum entspricht. Dieser Kies ist auch in ähnlicher SH fleckenhaft in den Äckern auf beiden Seiten des Tälchens beim Waldbot zu finden und kann als Älterer Deckenschotter ausgezeichnet werden.

Etwas tiefer, um die 300 m SH, findet sich eine vorwiegend schluffig entwickelte Terrasse, die sich zwischen Wambach und Waldbot nur durch eine schwache Geländekante und einzelne Kiesflecken W Waldbot (~295 m SH), W Wolfsjäger (~303 m SH) sowie E Gestaltner (~305 m SH) zu erkennen gibt. Eine geringmächtige Kieslage in ähnlicher SH wurde auch in der Brunnenbohrung Waldbot (s.u.) angetroffen, eine Schluffterrasse lässt sich auch in der Bohrung 4319MB5/2010 (s.u.) erkennen. Eine Zuordnung zu einem der Deckenschotter-Niveaus ist wahrscheinlich.

Auch entlang der Ostflanke des Trauntals sind bis auf die Niederterrasse nur mehr Flecken der einstigen Terrassenkörper vorhanden. Die höchsten Reste finden sich W und N Flödlmayr zwischen 300 und 315 m SH sowie W Vordermayrberg, dort schon etwas verrutscht. Sie sind gemäß SCHADLER (1964) als Ältere Deckenschotter anzusprechen. Tiefere Kiesflecken um die 295 bzw. 290 m SH NW Flödlmayr sowie NW Vordermayrberg entsprechen eher schon dem Niveau der Jüngerer Deckenschotter. Einzelne, bereits verrutschte Kiesreste unter 280 m SH unterhalb des Hofes Flohgut sowie NE und SW davon, entsprechen ebenso dem Hochterrassenniveau wie die spärlichen Reste um die 280 m SH zwischen Ansfelden und Kremsdorf. Auch W Gstöttingerhof ist einiger Kies in den Äckern zu finden. NW Napoleonhof ist schließlich über dem Niederterrassenniveau eine weitere Geländekante bei 270 m SH angelegt, auf der auch etwas Kies liegt (problematisch, weil nahe der Autobahntrasse gelegen) und die ebenfalls dem Hochterrassenniveau entspricht. Diese Geländekante vereinigt sich bald darauf in Ebelsberg mit jener der Niederterrasse und baut dort eine hohe, durchwegs mit Löss bedeckte Geländestufe auf. Es bleiben noch zwei kleine Kiesvorkommen N des Ebelsberger Schlosses bei 270 und

260 m SH, wobei letzteres dem Hochterrassenniveau entspricht, ersteres möglicherweise schon den Deckenschottern zugeordnet werden kann.

Einzig die Niederterrasse bildet einen zusammenhängenden, das Trauntal begleitenden Terrassenkörper von Kremsdorf über Laah und am Rande von Freindorf nach Ansfelden ziehend. Ist sie bis zum Wambach nur geringmächtig von Löss/Lösslehm bedeckt, verschwindet der Terrassenkies ab hier unter einer mächtigen Lössdecke und ist nur mehr morphologisch auszukartieren.

Grundsätzlich sind weite Bereiche des Aufnahmegebietes von mächtigen Löss- und Lösslehmdecken bedeckt, besonders der flache, ostschauende Hang zwischen Ansfelden und dem Wambach, hochgelegene Teile des Forstholzes, der Höhenrücken zwischen dem Wolfsjäger und der Kote 349 sowie der Bereich zwischen Waldbot und dem Ebelsberger Schloss. Die westschauenden Hänge sind hingegen stärker verrutscht und sind häufiger von Soliflukationsdecken verschleiert (4319MB4/2010, 4319MB5/2010, s.u.).

Motorbohrungen

Fremdbohrungen:

Brunnenbohrung Vordermayrberg

Koordinaten (UTM WGS84): 448375 / 5340340

Spülbohrung, Lithologie nach Spülgut

Lithologie:

2,0 m Aufschüttung? (Ziegelsplitter)

2,0 m ~8,5 m (6,5 m) Schluff, gelbbraun bis ocker (Löss bis Lösslehm)

~8,5 m ~10,0 m leichter Farbumschlag: Spülgut hell beige bis grünlich beige, kalkfrei? (entkalkter „Jüngerer Schlier“?)

~10,0 m ~45,0 m (ET) deutlicher Farbumschlag: Spülgut schokoladebraun (Älterer Schlier)

Brunnenbohrung Waldbot

Koordinaten (UTM WGS84): 450300 / 5341342

Bohrprofil eingesehen beim Hofeigentümer

Lithologie:

0–5 m Ton-Schluff, gelb-braun

5–11,5 m Ton-Schluff, kiesig

11,5–12 m Kies

> 12 m Älterer Schlier

GBA-Motorbohrungen:

4319MB1/2010

Koordinaten (UTM WGS84): 450347 / 5338894

Lithologie:

0,8 m Kies, sandig, rostig braun, Quarz, Mittelkies bis Grobkies (Forstholzsotter)

0,8–1,0 m (0,2 m) Schluff, hell olivgrau, stark feinsandig, kalkfrei (Schluffe der Forstholzsotter)

1,0–3,4 m (2,4 m) Schluff wie oben, weniger sandig, mit kleinen Pelitbröckchen, kalkfrei (Robulus-Schlier, entkalkt)

3,4–4,6 m (1,2 m) Schluff wie oben, viel Schlierbrocken, z.T. dunkel olivgrau, siltig (Robulus-Schlier)

4319MB2/2010

Koordinaten (UTM WGS84): 450267 / 5339126

Lithologie:

3,4 m Schluff, beige bis beigebraun, steinfrei (Löss?)

3,4–4,3 m (0,9 m) Schluff, beige bis gelblich beige, feinsandig, glimmerig (Schwemmlöss?)

4,3–7,0 m (2,7 m) Feinsand (Mehlsand), beige bis gelb, glimmerig, mit einzelnen, dünnen Schlufflagen?, im unteren Abschnitt (~ 6,5 m) Kieslage (Feinkies-Grobkies, hauptsächlich Quarz und Quarzit, ein Radiolarit, ein ?Kalkgeröll) (sandige Forstholzsotter)

7,0–8,2 m (1,2 m) Mittelsand bis Grobsand, feinsandig, kiesig, (Feinkies bis Mittelkies, hauptsächlich Quarz, Quarzit), beigebraun (sandige Forstholzsotter)

4319MB3/2010

Koordinaten (UTM WGS84): 450090 / 5339565

Lithologie:

4,6 m Schluff, beigebraun, steinfrei (Lösslehm)

4319MB4/2010

Koordinaten (UTM WGS84): 449490 / 5339201

Lithologie:

0,3 m Kies (Weg)

0,3–0,6 m (0,3 m) Lehm, braun, etwas kiesig

0,6–1,0 m (0,4 m) Schluff, beige, mit Lösskindel (Löss)

1,0–1,4 m (0,4 m) Schluff, gelbbraun, weich, mit Steinchen (Lehm)

1,4–5,8 m (4,4 m) Schluff, beige, kaum glimmerig, mit Kalkkonkretionen, etliche festere Lagen (?geschichtet) (Löss-Lösslehm)

5,8–7,0 m (1,2 m) Schluff, gelbbraun, mit Brocken von kalkig verfestigtem Schlier, gelbbraun (nicht näher definierbar)

4319MB5/2010

Koordinaten (UTM WGS84): 449401 / 5339877

Lithologie:

1,0 m Lehm, braun, mit etwas Kies

1,0–2,2 m (1,2 m) Schluff, hell olivbraun, mit dunkelbraunen Stückchen, kaum Kies, total vermischt (Umlagerungslehm)

2,2–3,6 m (1,4 m) Schluff, beigebraun, verlehmt, einzelnen Steinchen und Bröckchen von Feinsand (Umlagerungslehm)

3,6–4,0 m (0,4 m) Schluff bis Ton, stahlgrau, leicht bräunlich (?)

4,0–6,0 m (2,0 m) Ton, hellblau, mit etlichen Kiesen, ab 5,2 m feucht (Quarz, Feinkies bis Mittelkies) (Schluffterrasse)

6,0–6,4 m (0,4 m) Schluff, beige braun, kleine Steinchen

Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz

CHRISTIAN RUPP

2011 und 2012 wurde die Kartierung des Molasseanteils des UTM-Blattes 4319 Linz fortgesetzt. Ziel war die flächendeckende Erfassung der känozoischen Sedimente auf der Westabdachung des Kürnberger Waldes. Dieser besteht durchwegs aus kristallinen Gesteinen, die von SCHADLER (Geologische Karte Linz und Umgebung 1:50.000, Linzer Atlas, H.6, Magistrat Linz, 1964) als Perlgneise bezeichnet wurden und heute in die Gruppe der Paragneis-Migmatite gestellt werden (LINNER, Jb. Geol. B.-A., 145, 309–312, 2005). Da die Kartierung der kristallinen Gesteine von anderen Kollegen durchgeführt wird, wird im Folgenden lediglich die Bezeichnung Kristallin verwendet. Auf Grund der äußerst schlechten Aufschlussverhältnisse war der Einsatz von Handbohrungen unumgänglich, um die Erkenntnisse aus der Begehung zu verifizieren und zu vervollständigen.

Kristallin der Böhmisches Masse

An der Westflanke des Kürnberger Waldes trifft man E von Katzing unterhalb 400 m SH anstehendes Kristallin in erwähnenswerter Weise nur sporadisch an: im Bachbett NE der Kote 293 m (UTM 440069/5349961), in einem alten Steinbruch (UTM 440154/5349813) sowie im Hohlweg darüber, in einem weiteren, verfallenen Steinbruch N des Gutes „Hackl am Berg“ (UTM 440626/5349522) und mehrfach im Bachbett E der Kote 308 m (~ UTM 440821/5349064). Im Raum Dörnbach ist es in eindrucksvoller Weise im alten Steinbruch (und darüber) aufgeschlossen (UTM 441484/5348244).

Oligozän

In den oft tief eingeschnittenen Gräben des Kürnberger Waldes, aber auch in der unmittelbaren Umgebung des Dörnbacher Steinbruchs (UTM 441432/5348217) finden sich in unmittelbarer Nähe zum Kristallin oder diesem direkt auflagernd, immer wieder große Kristallinblöcke, mäßig bis gut gerundet, in einer sandigen Matrix. Die gelbbraunen bis grauen, quarzreichen Fein- bis Grobsande sind oft verlehmt, schlecht gerundet, schlecht sortiert und wechselnd glimmerig. Sie stellen die tiefsten Linzer Sande dar, in welche die kristallinen Basisblöcke eingelagert sind, die bei der ersten Transgression des Oligozänmeeres auf den Rücken des Kürnberger Waldes aufgearbeitet und abgerollt wurden („Transgressionskonglomerat“; JAKOBS, Jb. Geol. B.-A., 147, 624–625, 2007). Die über diesem Basishorizont abgelagerten Linzer Sande (Linz-Melk-Formation, KRENMAYR & ROETZEL, Ber. Inst. Geol. Paläont. Graz, 2, 2000) stellen sich vorwiegend als graue bis braune, fein- bis grobkörnige, nicht selten fein- bis mittelkiesige, wechselnd glimmerige, schlecht bis gut gerundete

Quarzsande bis Arkosen dar, zumeist schlecht geschichtet bis massig. In sie können fallweise mittel- bis grobkiesige Partien eingeschaltet sein. Diese Fazies ist besonders ein-drucksvoll nahe dem Reiterhof „Hackl am Berg“ einzusehen (UTM 440577/5349324), wo in einer Grube neben einem Sandkeller grauer bis ockerbrauner Linzer Sand mit mehrere dm-mächtigen Mittel- bis Grobkieslagen aus gut gerundeten Kristallingeröllen zu beobachten ist. Die Ausbildung dieser über dem Basishorizont gelegenen Sande lassen eine Bildung in einem strandnahen, sehr flachen Ablagerungsraum annehmen. Im Raum Dörnbach sind die Sande vereinzelt auch karbonatisch zu Sandstein zementiert anzutreffen. Ein wenige Meter hoher Aufschluss in Dörnbach (UTM 441330/5347814), bereits etwas weiter entfernt vom Kristallin des Kürnberger Waldes, zeigt mit seinen diffus ebenflächig bis gegenläufig schräggeschichteten Fein- bis Grobsandpaketen bereits eine küstenfernere, gezeitenbeeinflusste Fazies. Im Kürnberger Wald selbst ändert sich an der Ausbildung der Sande bis in ihre höchsten Vorkommen an die 440 m SH kaum etwas, es konnten weder Phosphoritknollen, noch Fossilien, intensiv schräggeschichtete Abschnitte oder pelitische Einschaltungen in den Sanden gefunden werden. Nichts deutet darauf hin, dass in diesem Bereich, wie von SCHADLER (1964) angenommen, ab rund 340–360 m SH miozäne Phosphoritsande (Plesching-Formation; ROETZEL in: SCHNABEL, Geologische Karte von Niederösterreich, Legende und kurze Erläuterung, 24–28, 2002) anstehen, welche in ihrem Typusgebiet Plesching neben den oben angeführten Eigenschaften auch zumeist reifer, besser gerundet und sortiert sind als die des Kürnberger Waldes. Vielmehr muss vermutet werden, dass SCHADLER (1964) alle Sandvorkommen auf Blatt Linz und Umgebung analog zu ihrer Höhenlage im Raum Plesching in Linzer Sande bzw. Phosphoritsande unterteilt hat. Die Linzer Sande des Kürnberger Waldes sind als transgressive, flachmarine und küstennahe Sande anzusehen und haben als solche in weiten Bereichen auf das Kristallin der Böhmisches Masse übergriffen. Dagegen stellen die Phosphoritsande typische Gezeitensedimente eines tieferen, subtidalen Meeresbereiches dar, vermutlich abgelagert in seitlich begrenzten Gezeitenkanälen. Es besteht kein Grund zu der Annahme, dass sie, ähnlich wie die Linzer Sande, im ganzen Großraum von Linz und Umgebung zur Ablagerung gekommen sein müssen. Auf Grund dieser Überlegungen wird zum jetzigen Zeitpunkt davon ausgegangen, dass die Sande an der Westflanke des Kürnberger Waldes ausschließlich den Linzer Sanden zuzurechnen sind.

Im Wäldchen zwischen Dörnbach und Hitzing, an der E-Flanke des Mühlbachtals, wurde in mehreren verfallenen Gruben „Älterer Schlier“ in Form von dunkel graubraunen Pelitbrocken und dünnen Menillitlagen angetroffen und mittels Handbohrungen abgegrenzt. Auch hinter dem Gästehaus des Gasthofes Fischer kommt aus einem abgegrabenen und großteils verbauten Hang „Älterer Schlier“ in Brocken, wahrscheinlich stärker verrutscht, hervor. Über das Alter dieses Schliers kann aber auf Grund von fehlendem geeignetem Probenmaterial (noch) keine Aussage getroffen werden, er wird vorerst provisorisch wie der Linzer Sand dieses Raumes in das Oligozän gestellt.

Quartär

Von den von SCHADLER (1964) im Kürnberger Wald ausgewiesenen „Oberpliozänschottern“ konnten nur wenige Fle-

cken verifiziert werden. Ein kleines Vorkommen von stark sandigem Kies liegt E der Kote 293 m auf rund 363 m SH (UTM 440371/5349894), ein weiteres 20 m darüber in der Kehre des Forstweges (UTM 440529/5349837). Etwas größer scheint das Vorkommen beim Hirschenstadl über 420 m SH zu sein (UTM 441029/5349742). Die darüber liegende Verebnung ist allerdings von Löss bedeckt, geplante Motorbohrungen werden über dieses Kiesvorkommen näheres enthüllen. Auf ähnlicher Höhe wurde E Dörnbach, unterhalb des Walls der bronzezeitlichen „Kürnbergburg“ ein Flecken Quarzkies von geringer Mächtigkeit auskartiert (~ UTM 441746/5348508), ebenso bei der Kote 439 m (UTM 441641/5348738). Von einer über weitere Strecken zusammenhängenden Kiesdecke kann hier nicht gesprochen werden. Die Einstufung dieser Terrassenreste in das Oberpliozän ist mit der neuen Grenzziehung Neogen/Quartär mit 2,6 Ma (GIBBARD et al., J. Quaternary Sci., 25/2, 96–102, 2010) wohl hinfällig, eine Korrelation mit anderen Terrassenniveaus aus dem Prae-Günz ist erst in der Endphase der Kartierung des UTM-Blattes 4319 Linz sinnvoll. Neben diesen Kiesresten werden größere Bereiche des Kürnberger Waldes und über Dörnbach hinaus von Löss- und Lehmdecken unterschiedlichster Art verschleiert. Relevante (> 1 m mächtige) Lössablagerungen im Kürnberger Wald wurden bis in eine Höhe von ~450 m (Hochfläche beim Hirschenstadl) angetroffen, also noch etwas höher,

als von KOHL (Schriftenr. Oö. Musealver., Ges. f. Landeskunde, 17, 2000) für den Kürnberg angenommen.

Allgemein

Generell scheint die Sedimentbedeckung auf der Westabdachung des Kürnberger Waldes, wenn überhaupt vorhanden, recht geringmächtig zu sein. Als Beispiel dafür soll eine Baugrube E des Gehöfts „Hackl am Berg“ dienen (UTM 440782/5349130), in welcher über dem (vermuteten) anstehenden Kristallin ~1 m große Kristallinblöcke in sandiger Matrix (Basishorizont), ~2 m Linzer Sand, ~1 m Lehm und im Hangendsten ~1 m Löss angetroffen wurden. Etwas weiter S, in Dörnbach, taucht das Kristallin flach nach S ab, hier stehen in einer Brunnenbohrung (UTM 441205/5347943) bereits 7 m Sediment („Siltstein“, die Angabe „Älterer Schlier“ ist fragwürdig) über Kristallin an. In einer weiteren Brunnenbohrung W des Mühlbaches (UTM 440538/5348180) wurde dagegen 6 m Löss bis Lehm und 36 m „Älterer Schlier“ erbohrt, ohne das Kristallin zu erreichen. Verglichen mit der Situation E des Mühlbaches, wo rund 400 m von der Brunnenbohrung entfernt grober Linzer Sand ansteht (und bald darunter vermutlich das Kristallin), scheint W des Baches das Kristallin rasch abzutauchen, die unterschiedlichen Lithologien W und E des Mühlbaches lassen fast schon eine Störung vermuten.

Buchbesprechungen

Buchbesprechungen

RUTHAMMER, G. (2013): **Öldorado Weinviertel – Zur Geschichte des Erdöls im Weinviertel.** – 124 S., ill., Schleinbach (Edition Winkler-Hermaden).

ISBN 978-3-9503611-1-7

Preis: 19,90 €.

<http://www.edition-wh.at/oeldorado-weinviertel/oeldorado-weinviertel.php>

Dieses reichlich bebilderte Buch beschreibt die Geschichte der heimischen Erdölförderung von den Anfängen in zahlreichen bisher unveröffentlichten Bildern. Der Autor, Gerhard Ruthammer, „studierte an der Montanuniversität Leoben die Fachrichtung Erdölwesen. Nach der Promotion war er fast 20 Jahre für die OMV tätig und kehrte dann als Professor an die Leobener Universität zurück, an der er weitere zehn Jahre lehrte“. Er erklärt mit profunder Kenntnis die ersten Funde in Göding (Hodonín) und in Egbell (Gbely) in der heutigen Tschechischen Republik und führt die weiteren Stationen der heimischen Kohlenwasserstoff-Geschichte mit Bildern aus. Weitere Schwerpunkte sind die Bohrung Gösting 2 mit dem ersten wirtschaftlichen Ölfund, die Geschichte der Funde rund um Zistersorf (Steinbergbruch), sowie die Zeit vom „12. März 1938 bis 8. Mai 1945“ – so die Kapitelüberschrift – die sich mit dem Zweiten Weltkrieg befasst. Weitere Schwerpunkte sind die russische Verwaltung und die Zeit nach dem Staatsvertrag („Österreich wird frei“).

Zahlreiche Bilder, aber auch Anekdoten rund um die Erdöl-pioniere des Weinviertel, wie Friedrich Musil, Karl Friedl,

Hermann Vettors, Richard und Keith von Sickle sowie Robert Janoschek runden das Buch ab. Eindrucksvoll und aus heutiger Sicht nur mehr schwer vorstellbar sind die Bedingungen der ersten Bohrungen im Zeitalter der Pioniere. Da es damals weder befestigte Straßen gab, noch Pferde im Stande waren die schweren Anlagen zu transportieren, musste etwa im Jahr 1931 bei der Bohrung Gösting 1 auf sechs Ochsen von Gut Eichhorn zurückgegriffen werden.

Eindrucksvoll sind auch Fotos und Schilderungen von Eruptionen, etwa im Raum Matzen, die mittlere Katastrophen darstellten. Seltenheitswert haben Bilder, die die Matzener Bevölkerung beim Baden in den durch die Eruptionen entstandenen und mit Wasser gefüllten Kratern zeigen.

Am Schluss des Buches („Weinviertler Kunst rund ums Erdöl“) wird die Kohlenwasserstoff-Förderung durch Künstler im lokalen Umfeld dargestellt. Nicht nur die Heilige Barbara wird hier gewürdigt, sondern auch das „Neusiedler Heimatlied“ und das „Zistersdorfer Bohrmanns-Lied“, die sich dem Erdölvorkommen widmen, kommen hier zum Ausdruck.

Fazit: Ein wertvolles Kompendium mit raren Bildern quer durch die Geschichte der österreichischen Kohlenwasserstoffexploration, deren Wiege im Nordosten Österreichs, dem Weinviertel stand.

Thomas Hofmann



REISER, G. (Red.) (2012): **Bohrhandbuch** (3. Aufl.). – VÖBU, ungez. S., ill., Wien.

ISBN: 978-3-200-02890-6

Preis: 220,00 €.

<http://www.voebu.at>

Nach der ersten Auflage des Bohrhandbuches der VÖBU (= Vereinigung Österreichischer Bohr-, Brunnenbau- und Spezialtiefbauunternehmungen) liegt nun die bereits 3. Auflage vor. Diese wurde notwendig, da es stete Weiterentwicklungen im Bereich der Gründungs- und Bohrverfahren gibt. Dieses Kompendium versteht sich als fachlicher Begleiter und als Schulungsunterlage für den VÖBU-Bohrmeisterkurs. Zudem ist das Bohrhandbuch ein praxisnahes Nachschlagewerk für alle Planenden und Ausführenden, die mit Aufgabenstellungen auf den Gebieten Bohrtechnik, Brunnen- und Spezialtiefbau befasst sind.

Das Bohrhandbuch in dritter Auflage liegt als großformatige Ringmappe mit 32 Kapiteln vor. Es ist gegliedert in einen „Allgemeinen Teil“, wo folgendes zur Sprache kommt: Baubetrieb und Bauvertrag, Arbeitnehmerschutz auf Baustellen, Bauen und Umwelt, Baumaschinenkunde, Baustoffkunde, Bauvermessung, Geologie, Geologisches Stickwortverzeichnis, Geotechnik im Bauwesen und Hydrologie.

Im zweiten Part, „Bohrtechnik, Brunnenbau, Erdwärmesonden“, werden die Themen Allgemeine Bohrkunde, Er-

kundungsbohrungen, Vollbohrtechnik, Tiefbohrtechnik, Horizontale Bohrtechnik, Geophysikalische Messungen, Erdwärmesonden, Brunnenbau, Grundwasserhaltung und Pumpentechnik behandelt.

Der dritte Teil ist dem „Spezialtiefbau“ gewidmet, wo Folgendes dargestellt wird: Ankertechnik und gebohrte Mikropfähle, Injektionstechnik, Düsenstrahlverfahren, Bodenverbesserungsverfahren, Bohrpfähle, Rammfähle und gerammte Mikropfähle, Schlitzwandtechnik, Dichtwände und Baugruben – Verbausysteme.

Die Autoren stammen fast durchwegs aus der Branche, bzw. sind über den universitären Lehrbetrieb oder auf Gutachterseite in den geotechnischen Bereich eingebunden und verfügen damit über jene praxisnahe Expertise, die dieses Buch für alle Fragen im Bereich des Tiefbaus unverzichtbar macht.

Fazit: Ein gelungenes, sehr praxisnahes, klar und verständlich geschriebenes Kompendium. Das Bohrhandbuch ist weit mehr als ein Lernbehelf für den Bohrmeisterkurs. Das Bohrhandbuch darf weder auf Auftragnehmer- noch auf Auftraggeberseite fehlen. Auch dem akademischen Bereich der Geowissenschaften sei dieses Werk empfohlen, zumal das Bohrhandbuch klar die Anforderungen der Baugeologie zum Ausdruck bringt und so einen Brückenschlag von der Theorie zur Praxis darstellt.

Thomas Hofmann

VÖBU

Vereinigung Österreichischer
Bohr-, Brunnenbau- und
Spezialtiefbauunternehmungen

VÖBU-Bohrhandbuch

3. Auflage

Das komplette
Nachschlagewerk
auf den Gebieten

- ◆ Spezialtiefbau
- ◆ Bohrtechnik
- ◆ Brunnenbau
- ◆ Erdwärmesonden

Kontakt:
VÖBU
T 01/713 27 72-12
F 01/713 27 72-40
E office@voebu.at
www.voebu.at