

# JAHRBUCH

**2022**

BAND 162/1-4



Geologische Bundesanstalt

[www.geosphere.at](http://www.geosphere.at)

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.  
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, 1190 Wien.  
Redaktion: Christoph Janda  
Lektorat: Christian Cermak  
Verlagsort: Wien  
Herstellungsort: Wien  
Ziel des „Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt“  
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.  
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm im Auftrag der GeoSphere Austria.  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H, 3580 Horn.

**Inhalt Contents**

HOFMANN, T.: Zur Bedeutung von Herbert Stradner (23. Mai 1925 – 23. Juli 2022) – ein Nachruf .....	5	HOFMANN, T.: Zur Bedeutung von Herbert Stradner (23. Mai 1925 – 23. Juli 2022) – ein Nachruf .....	5
WESSELY, G.: Prof. Dr. Arthur Kröll (1924–2022) .....	13	WESSELY, G.: Prof. Dr. Arthur Kröll (1924–2022) .....	13
SCHRAMM, J.: Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner (1935–2023) ....	17	SCHRAMM, J.: Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner (1935–2023) .....	17
LUKENEDER, A. & LUKENEDER, P.: Ammoniten-Taxonomie der karnischen Polzberg <i>Konservat-Lagerstätte</i> in Österreich.....	27	LUKENEDER, A. & LUKENEDER, P.: Ammonoid taxonomy of the Carnian Polzberg <i>Konservat-Lagerstätte</i> in Austria.....	27
GÖD, R. & NTAFLÖS, T.: Ein Turmalin-Andalusit-Granat führender Leukogranit innerhalb der Monotonen Serie, Südliche Böhmisches Masse, Österreich.....	57	GÖD, R. & NTAFLÖS, T.: A tourmaline-andalusite-garnet bearing leucogranite within the Monotonous Series, Southern Bohemian Massif, Austria .....	57
SCHRAUT, G.: Farberhaltung in der Paläontologie am Beispiel von <i>Naticopsis</i> MCCOY, 1844 aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) .....	75	SCHRAUT, G.: Colour drawings in paleontology using the example of <i>Naticopsis</i> MCCOY, 1844 from the Upper Carboniferous of the Carnic Alps (Austria) .....	75
HOFMANN, T. & KRENN, M.: Zur Korrespondenz zwischen Wilhelm Haidinger und Eduard Suess – Briefe aus der Sammlung Doell.....	97	HOFMANN, T. & KRENN, M.: On the correspondence between Wilhelm Haidinger and Eduard Suess – letters from the Doell collection .....	97
DANNER, P.: Martin Hell als Höhlenforscher, Geologe und Paläontologe.....	123	DANNER, P.: Martin Hell as speleologist, geologist and palaeontologist.....	123

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich  
1 : 25.000 / 1 : 50.000 in den Jahren 2016–2022****Geological Mapping Reports for the 1 : 25,000 / 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2016–2022****Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)**

DELLMOUR, R.W.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn .....	141
HAYDN, P. & FINGER, F.: Bericht 2022 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Gföhl-Einheit auf Blatt 21 Horn .....	143
HOFMAYER, F.: Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	146
RANFTL, E.-M.: Bericht 2021–2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	150
RANFTL, E.-M.: Bericht 2021 über sprödetektonische Aufnahmen zwischen Breitenreich und Schönberg-Neustift auf Blatt 21 Horn.....	154
ČORIĆ, S.: Bericht 2021–2022 über geologische Aufnahmen im Rhenodanubischen Deckensystem, Helvetikum und am Rand des Bajuvarikums auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems .....	160
IGLSEDER, C.: Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 98 Liezen, 127 Schladming, 128 Gröbming und 129 Donnersbach .....	162
LOTTER, M. & REITNER, J.M.: Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger .....	167
STINGL, V.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Bereich Riederberg-Bruggberg an der Kalkalpenbasis auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger .....	179
REITNER, J.M.: Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein.....	183
GRIESMEIER, G.: Bericht 2021 über quartärgeologische Aufnahmen im Groß- und KleinsölktaI auf Blatt 128 Gröbming.....	203
GRIESMEIER, G.: Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming .....	206
HEJL, E.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming .....	209
HEJL, E.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming .....	211
GRIESMEIER, G. & SCHUSTER, R.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach .....	212
SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau .....	217
SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen um die Hochtristen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach .....	224

**Anmerkung / Note**

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

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

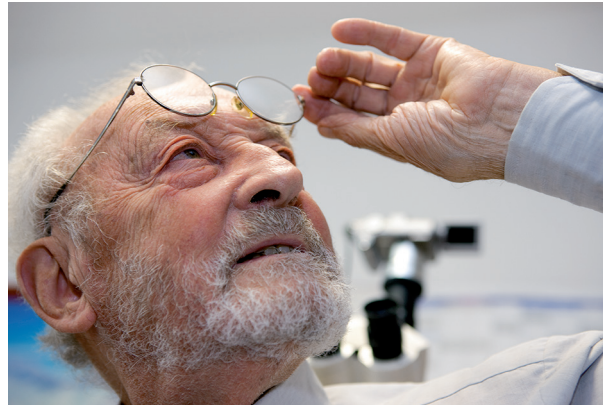
GRUBER, A. & BRANDNER, R.: Bericht 2018–2021 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vomperloch, Stallental, Halleranger und Rossloch auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck .....	227
HORNUNG, T.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen am Karwendel-Hauptkamm (Pleisenspitze bis Birkkarspitze) und in den südexponierten Karen des Hinterautals auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck.....	238
REISER, M.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital .....	247
HOFMAYER, F.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz.....	251
HOFMAYER, F. & HORNUNG, T.: Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz .....	256
GEBHARDT, H.: Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau.....	260

## Zur Bedeutung von Herbert Stradner (23. Mai 1925 – 23. Juli 2022) – ein Nachruf

„Am 23. Mai 1925 wurde ich als Sohn des Lehrers Friedrich Stradner und der Marianne Stradner in Bad Pirawarth in Niederösterreich geboren. Meine frühe Jugendzeit verbrachte ich auf dem Lande, wo ich die Volksschule besuchte. 1934 übersiedelten meine Eltern nach Klosterneuburg, wo ich in das Realgymnasium eintrat und am 27. Feber 1943 die Matura mit Auszeichnung ablegte. Ich begann darauf mein Hochschulstudium an der medizinischen Fakultät der Universität Wien, wurde aber bereits wenige Monate nach meiner Immatrikulation zur deutschen Luftwaffe einberufen. An der Westfront geriet ich 1944 als Fallschirmjäger in Kriegsgefangenschaft, aus der ich 1946 zurückkehrte. Aus zeitbedingten Gründen mußte ich damals mein Medizinstudium aufgeben, studierte aber autodidaktisch Fremdsprachen weiter. Im Jahre 1950 legte ich die staatliche Lehrbefähigungsprüfung für Englisch ab. Im Jahre 1950 trat ich als Fremdsprachlehrer den Dienst an einer öffentlichen Hauptschule an (Dienstantritt: 21. Sept. 1950, Pragmatisierung: 1. April 1955, Definitivstellung: 9. Dez. 1958). Im Jahre 1950 inskribierte ich an der philosophischen Fakultät der Universität Wien, um meinem langgehegten Wunsche, Botanik zu studieren, nachzukommen. Seit 1953 wandte ich mich im besonderen dem Studium der Paläobotanik zu. Meine Promotion zum Dr. phil. erfolgte am 27. Juni 1956 (Thema der Dissertation: *Über fossile Silicoflagelliden aus dem Tertiär Österreichs*). Über Weisung des Bundesministeriums für Unterricht wurde ich vom Stadtschulrat für Wien für die Zeit vom 1. Sept. 1960 – 31. August 1962 zur Durchführung eines Forschungsauftrages an der Geologischen Bundesanstalt gegen Refundierung der Bezüge beurlaubt.“ (Bemerkung: Stradner unterrichtete an der Hauptschule Glasergasse 8 in Wien Alsergrund).

\*\*\*

Der oben zitierte von Herbert Stradner unterschriebene Lebenslauf skizziert in knappen Sätzen den Beginn einer ungewöhnlichen wissenschaftlichen Karriere. Zu ergänzen wären noch Angaben zum Studium im Hauptfach Botanik und im Nebenfach Anthropologie mit Nennung der Prüfer beim Rigorosum: Karl Höfler (1893–1973), Botaniker,



Josef Weninger (1886–1959), Anthropologe, und Othmar Kühn (1892–1969), Paläontologe. Nach der Rückkehr aus der amerikanischen Kriegsgefangenschaft im Jahr 1946 arbeitete er als Krankenpfleger, Verkäufer und Personalreferent im Kühlhaus Bergheim in Salzburg sowie in der Sanitätsabteilung des Camp Truscott (später Rainer-Kaserne) in Glaserbach (Salzburg). In der Salzburger Franziskanerkirche heiratete er seine Frau Ilse, nach der er die Gattung *Ilselithina* benannte und mit der er fünf Kinder hatte.

Nachfolgend angeführte Meilensteine dokumentieren seine Dienstzeit als wissenschaftlicher Beamter an der Geologischen Bundesanstalt (GBA). Noch in der Zeit, als er der GBA nur dienstzugehört war, erschien – zusammen mit Adolf Papp (1914–1983) – im Oktober 1961 die Monographie „Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung, mit Hinweisen auf Mexiko, Rumänien und Italien“ als Sonderband 7 in der Reihe „Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt“. Damit hatte Stradner einmal mehr die Bedeutung von Nannofossilien unterstrichen.

Die definitive Übernahme in den Personalstand der GBA erfolgte mit 1. Jänner 1962 als wissenschaftlicher Assistent. Im Juni 1963 nahm er am 6. Welt-Erdölkongress in Frankfurt teil, wo er über „New Contributions to Mesozoic Stratigraphy by Means of Nannofossils“ referierte. In den Jahren 1964 bis 1970 war er Instruktor für Nannopaläontologie im Rahmen der an der GBA abgehaltenen UNESCO Postgraduate Training Courses. Daraus gingen Schüler, wie etwa Toshiaki Takayama (Japan) oder Bilal U. Haq (Paris) hervor, die sich in weiterer Folge mit Nannoplankton beschäftigten und weltweit anerkannte Wissenschaftler wurden. So entstanden nicht nur wissenschaftliche Kontakte, sondern auch Freundschaften, die viele Jahrzehnte währten. Zu nennen ist hier unter anderem auch William W. Hay (Boulder, USA; 1934–2022), den Stradner 1959 erstmals in Basel traf.

Bild: © GeoSphere Austria / Lois Lammerhuber

Mit 1. Jänner 1965 wurde er Geologe (Dienstklasse V) und ab 15. Juni 1967 Chefgeologe (Dienstklasse VI). Mitte 1969 konnte an der GBA ein ELMI-Labor (Elektronenmikroskopisches Labor) unter seiner Leitung eingerichtet werden. Zur Verfügung standen ein PHILIPS EM 75 C Transmissions-Elektronenmikroskop, eine MSE Ultraschallanlage und ein BALZER Hochvakuum-Bedampfungsgerät BA 3. Damit waren Ultrastrukturuntersuchungen möglich.

Mit 1. Jänner 1972 wurde er zum Chefgeologen (Dienstklasse VII) ernannt, ab 1974 war er Leiter der Abteilung Grundlagenforschung und Laboratorien. Nach der Reorganisation der GBA wurde er am 31. Mai 1979 zum Leiter der Fachabteilung Paläontologie ernannt. Mit Entschließung vom 20. Juni 1979 verlieh ihm Bundespräsident Rudolf Kirchschräger (1915–2000) das „Österreichische Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst“. Anlass war die Feier des 130-jährigen Jubiläums der GBA am 29. Juni 1979. Mit 1. Juli 1981 wurde er zum wirklichen Hofrat (Dienstklasse VIII) ernannt. Seit 1985 war er Vertreter Österreichs für die Verhandlungen mit der European Science Foundation betreffend des Ocean Drilling Program (ODP). Mit Entschließung vom 21. März 1987 verlieh ihm Bundespräsident Kurt Waldheim (1918–2007) den Berufstitel „außerordentlicher Universitätsprofessor“.

Das offizielle Dienstende an der Geologischen Bundesanstalt war am 31. Juli 1990. Freilich war Stradner auch als Pensionist noch wissenschaftlich aktiv, was ein Blick auf seine Publikationsliste zeigt. Neben der Ehrung durch die Republik Österreich (1979) wurde er im Rahmen des „10<sup>th</sup> International Symposium on the Cretaceous“ am 21. August 2017 mit der Eduard Sueß Medaille, der höchsten Auszeichnung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, für sein Lebenswerk geehrt.

Trotz widrigster Rahmenbedingungen, die dem Zweiten Weltkrieg samt Kriegseinsatz mit Gefangenschaft geschuldet waren, und der Notwendigkeit, Geld für seine Familie zu verdienen, hielt Stradner an seiner Vision, einem naturwissenschaftlichen Studium, fest. Stradner hatte nach Abschluss seines Studiums parallel zu seiner Arbeit als Englischlehrer begonnen, wissenschaftlich zu arbeiten und die Ergebnisse in Fachzeitschriften zu publizieren. Themenschwerpunkt waren Nannofossilien, die er vorwiegend aus Proben von Erdölbohrungen bekam und stratigraphisch bearbeitete. Bereits in seiner ersten Veröffentlichung (STRADNER, 1958) nach seiner Dissertation im Jahr 1956 zeigt sich die enge Verbindung zwischen der Erdölindustrie auf der einen Seite und der GBA auf der anderen Seite. Stradner bezog die Proben für diese Arbeit aus an der GBA verwahrten Proben der Bohrung Korneuburg 1. Er bemerkte damals visionär: „*Es ist somit zu rechnen, daß die Discoasteriden, sobald sie gründlich genug erforscht sind, ein wertvolles Hilfsmittel in der Erdölstratigraphie darstellen können.*“ (STRADNER, 1958: 178). Ansprechpartner an der GBA war Rudolf Grill (1910–1987), Leiter der Erdölabteilung. Dementsprechend eng waren die Anknüpfungspunkte an die Erdölindustrie, die großen Bedarf an stratigraphischen Einstufungen von Bohrungen hatte. Er hatte sich nicht nur ein Themengebiet, sondern auch die dafür nötige Ausrüstung eigenständig erarbeitet bzw. erworben. Beharrlichkeit und Engagement waren ebenso Erfolgsfaktoren, wie die Bereitschaft, auch persönliche Opfer zu bringen. Beispielhaft sei angeführt, dass er für die Arbeiten an der GBA zunächst seine eigene Ausrüs-

tung mitbrachte, da es damals an der GBA offenbar nicht die notwendigen Gerätschaften (Mikroskop mit der dafür benötigten Vergrößerung) gab.

Im Zuge seiner definitiven Aufnahme an die GBA mit Beginn 1962 wurden seine Tätigkeiten nicht nur mit Rudolf Grill, sondern auch mit der ÖMV (Österreichische Mineralölverwaltung; heute: OMV AG), namentlich mit Josef Kapounek (1910–1995), abgestimmt und erlaubten Stradner nicht nur für die GBA, sondern – als Privatmann – auch für die ÖMV zu arbeiten.

Stradners international anerkannte wissenschaftliche Verdienste sind eng mit seinen drei Teilnahmen als Shipboard-scientist in den Jahren 1970, 1979 und 1980 an den Forschungsfahrten der *Glomar Challenger* verbunden. Bereits seine erste Fahrt von August bis Oktober 1970 am Deep Sea Drilling Project Leg 13 im Mittelmeer brachte mit dem Nachweis, dass das Mittelmeer ausgetrocknet war, sensationelle Erfolge. Die wissenschaftlichen Ergebnisse wurden 1973 unter anderem in „Nature“ (Band 242, Seiten 240–244) unter dem Titel „Late Miocene Desiccation of the Mediterranean“ veröffentlicht. Weitere Fahrten führten Stradner von März bis Mai 1979 (Leg 66) in den Bereich Mexiko–Guatemala und schließlich von Juli bis September 1980 (Leg 75) in den Südatlantik (Walvis Bay–Recife).

Dabei muss betont werden, dass die Kosten für die Teilnahme Stradners an den Fahrten im Rahmen des Ocean Drilling Program (ODP) zur Gänze von den Vereinigten Staaten von Amerika im Rahmen der National Science Foundation getragen wurden, was einmal mehr seinen hohen Ruf als Wissenschaftler von internationaler Bedeutung unterstreicht.

Stradner war bis weit über seine aktive Zeit hinaus mit der scientific community der Nannofossilienexpertenshaft freundschaftlich verbunden. So kamen zur Feier am 28. Mai 2010 anlässlich seines 85. Geburtstages an der GBA unter anderem Marie-Pierre Aubry und William Berggren aus den USA und Monique Bonnemaïson aus Frankreich.

Die internationale Bedeutung Stradners wurde einmal mehr evident, als Stradner am 21. August 2017 die Suess-Medaille auf Vorschlag von Hans Egger (GBA) bekam, der folgende Worte fand: „*On behalf of the department of Paleontology and Stratigraphy it is a great honour and pleasure for me to convey my best congratulations to my friend and mentor Herbert Stradner for being awarded the Eduard Suess Medal.*“ Werner E. Piller (Universität Graz) würdigte ihn in seiner Laudatio: „*Dr. Herbert Stradner was and still is one of the pioneers and leading experts in calcareous nannoplankton. He developed his science during a difficult period – immediately after World War 2 – having only restricted financial and technical opportunities. However, his dedication and curiosity allowed him to gain a wealth of new and unpredicted findings. He performed his scientific work without pressure of gathering impact points and boosting his H-Index.*“

Exemplarisch seien einige Zitate aus der ihm gewidmeten Festschrift in der Reihe „Berichte der Geologischen Bundesanstalt“ (Band 120, 2017) erwähnt:

„*Herbert Stradner's bibliography clearly illustrates his standing as the indefatigable scholar of the "inner space" who has not only contributed a large body of basic scien-*

tific knowledge to micropaleontology, but has also inspired many young researchers to take up the same pursuit and develop a passion for the unravelling the hidden mysteries of nature“ (Bilal U. Haq, Sorbonne Universités, Pierre et Marie Curie, Paris).

„Herbert was one of the founding members of the International Nannoplankton Association, [...]. Later, he helped Katharina von Salis with hosting of the first INA conference in Vienna in 1985 and he both co-lead the fieldtrip – which ended with a particularly memorable evening in a Heuriger – and co-edited the Proceedings.“ (Jeremy R. Young, University College London).

„It was Herbert Stradner who first realised the significance of discoasters and other calcareous nannoplankton fossils as stratigraphic markers levels with a refinement equal to or greater than the planktonic foraminifera that were the standard of the time. He expanded these studies from the Paleogene to the Neogene over the next few years and demonstrated their importance in global correlations. In many ways, Herbert Stradner was the father of the stratigraphic use of calcareous nannoplankton.“ (William W. Hay, Boulder, USA).

Stradners nationale Bedeutung liegt darin, dass er es war, der in Österreich Nannofossilien zum fixen Bestandteil geologischer Arbeiten machte. Erwin Kamptner (1889–1972) hatte am Naturhistorischen Museum in Wien ab den 1930er Jahren mit Nannofossilien gearbeitet und wertvolle Beiträge zur Grundlagenforschung geleistet, deren praktischer Nutzen für die Stratigraphie inklusive deren Anwendung sollte indes Stradner vorbehalten bleiben. So konnte er ausgehend von angewandten Fragestellungen im Bereich der Erdölgeologie mit Hilfe von Nanno-

fossilien zahlreiche stratigraphische Fragen, die sich im Zuge der geologischen Kartierungsarbeiten ergeben hatten, rasch und mit hoher Genauigkeit klären. Ein Meilenstein war sein Beitrag im Rahmen der Bearbeitung der Kreide-/Tertiär-Grenze innerhalb der Gosau-Formation in den 1980er Jahren im Rahmen der FFWF-Forschungsprojekte 5879 „Kreide/Tertiärgrenze“ und 6734 „Grenzen des Mesozoikums“. Projektleiter war damals Anton Preisinger (TU Wien; 1925–2020); im Zuge dieser Arbeiten stellten beide fest, dass sie einst im selben Kriegsgefangenenlager in Frankreich interniert waren. Diesen beiden Projekten war das FFWF-Forschungsprojekt 2659 „Studien zum Einsatz von Nannofossilien in der Biostratigraphie mariner Sedimente Österreichs“ (1976–1981) unter seiner Leitung vorangegangen.

Insbesondere durch seine Vorlesungstätigkeit in den 1980er Jahren an den erdwissenschaftlichen Instituten der Universitäten Wien, Salzburg und Innsbruck konnte er die Bedeutung von Nannofossilien an einen größeren Kreis vermitteln und nachhaltig in Österreich etablieren. In den späten 1960er und frühen 1970er Jahren sind Walter Grün (ÖMV), Gerhard Lauer (Shell; 1942–2012) und Helga Priewalder (GBA) zu nennen. In weiterer Folge Roswitha Braunstein (Universität Wien) und Hans Egger (GBA), dessen Mentor er war und mit dem er lebenslanglich freundschaftlich verbunden war. In späteren Jahren sind Stjepan Ćorić (GBA) und Michael Wagreich (Universität Wien) zu erwähnen. Jüngst folgte auch Gerald Auer (Universität Graz) mit Arbeiten über Nannofossilien der Tradition Stradners, der am 23. Juli 2022 im 98. Lebensjahr verstarb.

THOMAS HOFMANN

## Nach Stradner benannte Nannofossilien (Erstbenennungen)

**Gattungen:** *Stradneria* REINHARDT (1964), *Stradnerius* HAQ (1968), *Stradnerlithus* BLACK (1971).

**Arten:** *Cyclococcolithus stradneri* JAFAR (1975), *Discoaster stradneri* MARTINI (1961), *Haslingfieldia stradneri* BLACK (1973), *Lithastri-*

*nus? stradneri* PERCH-NIELSEN (1973), *Microrhabdulus stradneri* BRAMLETTE & MARTINI (1964), *Micrantholithus stradneri* CHANG (1969), *Tegumentum stradneri* THIERSTEIN in ROTH & THIERSTEIN (1972), *Vekshinella stradneri* ROOD, HAY & BARNARD (1971).

## Veröffentlichungen von Herbert Stradner

### 1956–1960

STRADNER, H. (1956): Über fossile Silicoflagelliden aus dem Tertiär Österreichs. – Dissertation, Institut für Paläontologie der Universität Wien, 107 S., Wien.

STRADNER, H. (1958): Die fossilen Discoasteriden Österreichs, I. Teil. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **74**, 178–188, Wien.

STRADNER, H. (1959): First Report on the Discoasters of the Tertiary of Austria and their stratigraphic use. – Fifth World Petroleum Congress, Sect. I, Paper **60**, 1081–1099, New York.

STRADNER, H. (1959): Die fossilen Discoasteriden Österreichs, II. Teil. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **74**, 472–487, Wien.

STRADNER, H. (1960): Über Nannoplankton-Invasionen im Sarmat des Wiener Beckens. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **75**, 430–432, Wien.

BRÖNNIMANN, P. & STRADNER, H. (1960): Die Foraminiferen und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **76**, 364–369, Wien.

MARTINI, E. & STRADNER, H. (1960): *Nannotraster*, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **76**, 266–270, Wien.

### 1961–1970

STRADNER, H. (1961): Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **77**, 77–88, Wien.

- STRADNER, H. (1961): Über fossile Silicoflagelliden und die Möglichkeit ihrer Verwendung in der Erdölstratigraphie. – Erdöl und Kohle, **14/2**, 87–96, Hamburg.
- STRADNER, H. & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung mit Hinweisen auf Mexiko, Rumänien und Italien. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **7**, 160 S., Wien.
- PAPP, A. & STRADNER, H. (1961): Über die Aufbereitung harter Sedimentgesteine zur Untersuchung auf Nannofossilien. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **77**, 417–418, Wien.
- STRADNER, H. (1962): Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 363–377, Wien.
- STRADNER, H. (1962): Bericht 1961 über die Aufsammlungen von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (Niederösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A106–A107, Wien.
- STRADNER, H. (1962): Bericht 1961 über Vorkommen von kieselhaltigen Mikrofossilien im Tertiär des nördlichen Niederösterreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A107–A108, Wien.
- STRADNER, H. (1962): Über das fossile Nannoplankton des Eozän-Flysch von Istrien. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 176–186, Wien.
- KÜPPER, H., OBERHAUSER, R. (Beitrag), STRADNER, H. (Beitrag) & WOLETZ, G. (Beitrag) (1962): Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, N.-Ö. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 263–268, Wien.
- STRADNER, H. (1963): New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. – 6<sup>th</sup> World Petroleum Congress, Sect. 1, Paper **4**, 167–183, Hamburg.
- STRADNER, H. (1963): Bericht 1962 über das Nannoplankton des Torton in Niederösterreich und Kärnten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963**, A74–A76, Wien.
- BACHMANN, A., PAPP, A. & STRADNER, H. (1963): Mikropaläontologische Studien im „Badener Tegel“ von Frättingsdorf N.Ö. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **56/1**, 117–211, Wien.
- GOHRBANDT, K., PAPP, A. (Beitrag) & STRADNER, H. (Beitrag) (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **56/1** 1–116, Wien.
- GRILL, R., BACHMAYER, F., GOHRBANDT, K., KOLLMANN, K., OBERHAUSER, R., PAPP, A., SCHMID, M., STRADNER, H. & TURNOVSKY, K. (1963): Exkursion Inneralpinen Wiener Becken nördlich der Donau, Molassegebiet und Waschbergzone. – In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft **F**, 20–40, Wien.
- KÜPPER, H., OBERHAUSER, R., PLÖCHINGER, B. & STRADNER, H. (1963): Exkursion zur Hohen Wand in den Kalkalpen südlich von Wien. – In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft **F**, 9–19, Wien.
- STRADNER, H. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil III. Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **80**, 133–139, Wien.
- PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R., STRADNER, H. & WOLETZ, G. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **107**, 11–69, Wien.
- STRADNER, H. (1965): Nannofossiluntersuchungen an den Bohrkerne der Tiefbohrung Donar 5 (südliches Münsterland, Mbl. Drensteinfurt 4241). – Erdöl und Kohle, **18/9**, 737–738, Hamburg.
- BRÖNNIMANN, P., STRADNER, H. & SZÖTS, E. (1965): Sur les microfossiles planctiques du stratotype du Spilecciano et du Calcaire a Nummulites irregularis de Purga di Bolca. – Archives des Sciences, **18**, 93–102, Genève.
- STRADNER, H. & ADAMIKER, D. (1966): Nannofossilien aus Bohrkerne und ihre elektronenmikroskopische Bearbeitung. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **82**, 330–341, Wien.
- FUCHS, W. & STRADNER, H. (1967): Die Foraminiferenfauna und Nannoflora eines Bohrkernes aus dem höheren Mittel-Alb der Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Niederlande. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **110**, 245–341, Wien.
- WESSELY, G., KLAUS, W., KOLLMANN, K. & STRADNER, H. (1967): Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 37–50, Wien.
- STRADNER, H. & EDWARDS, A. (1968): Electron Microscopic studies on upper eocene coccoliths from the Oamaru diatomite, New Zealand. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **13**, 66 S., Wien.
- STRADNER, H., ADAMIKER, D. & MARESCH, O. (1968): Electron Microscope Studies on Albian Calcareous Nannoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 Deepwells, Holland. – Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Afdelingen Natuurkunde Verhandelingen: eerste Reeks, **24**, 107 S., Amsterdam.
- STRADNER, H. (1969): The Nannofossils of the Eocene Flysch in the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria [Nannofossilien vom Eozän-Flysch im Hagenbach Tal (Wienerwald) Österreich]. – Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, **39/1–3**, 403–432, Kraków.
- ACHUTHAN, M.V. & STRADNER, H. (1969): Calcareous nannoplankton from the Wemmelian stratotype. – In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H.H. (Eds.): Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967, **1**, 1–13, Leiden.
- BILGÜTAY, U., JAFAR, S.A., STRADNER, H. & SZÖTS, E. (1969): Calcareous Nannoplankton from the Eocene of Biarritz, France. – In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H.H. (Eds.): Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967, **1**, 167–178, Leiden.
- PAPP, A., TURNOVSKY, K., HEKEL, H., KAHLER, F., OBERHAUSER, R., SCHMID, M., SCHLAGER, W. & STRADNER, H. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfacies Austriaca). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **16**, 50 S., Wien.
- RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J., NESTEROFF, W.D., PAUTOT, G., WEZEL, F.C., LORT, J., CITA, M.B., MAYNC, W., STRADNER, H. & DUMITRICA, P. (1970): Deep Sea Drilling Project: Leg 13. – Geotimes, **15/10**, 12–15, Washington, D.C.

#### 1971–1980

- STRADNER, H. (1971): On the ultrastructure of Miocene Archaeomonadaceae (Phytoflagellates) from Limberg, Lower Austria. – In: FARINACCI, A. (Ed.): Proceedings of the II Planktonic Conference Roma 1970, Rome. – Edizioni Tecnoscienza, **2**, 1183–1199, Roma.
- SHAFIK, S. & STRADNER, H. (1971): Nannofossils from the Eastern Desert, Egypt with reference to Maastrichtian nannofossils from the USSR. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **17**, 69–104, Wien.
- VOGELTANZ, R. & STRADNER, H. (Mitarb.) (1971): Scolicien-Massen-vorkommen im Salzburger Oberkreide-Flysch. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 1–9, Wien.
- STRADNER, H. (1972): Nannoplankton Stratigraphy. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **19**, 30, Wien.



- KÜPPER, H. & STRADNER, H. (1972): Review of Calcareous Nannoplankton Investigations (carried out 1964/72 in connection with the Vienna UNESCO Postgraduate Training Center). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **19**, 132–137, Wien.
- NESTEROFF, W.D., RYAN, W.B.F., HSÜ, K., PAUTOT, G., WEZEL, F.G., LORT, J.M., CITA, M.B., MAYNC, W., STRADNER, H. & DUMITRICA, P. (1972): Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les Forages JOIDES-DSDP [Neogene sedimentation in the Mediterranean Sea based upon information from JOIDES-DSDP]. – Pubblicazione, Milan Università, Istituto di Geologia e Paleontologia, **125**, 47–62, Milano. <https://archimer.ifremer.fr/doc/1972/publication-5434.pdf>
- STRADNER, H. (1973): Nannofossils in Goringe Bank-Site 120. – In: RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J., CITA, M.B., DUMITRICA, P., LORT, J., MAYNC, W., NESTEROFF, W.D., PAUTOT, G., STRADNER, H. & WEZEL, F.C. (Eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **13/1**, 25–27, 1187–1190, Washington, D.C.
- STRADNER, H. (1973): Catalogue of calcareous Nannoplankton from Sediments of Neogene age in the eastern North Atlantic and Mediterranean Sea. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **13/2**, 1137–1199, Washington, D.C.
- STRADNER, H. & GRÜN, W. (1973): On *Nannoconus abundans* nov. spec. and on laminated calcite growth in Lower Cretaceous nannofossils. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 267–283, Wien.
- FORCHHEIMER, S. & STRADNER, H. (1973): Scampanella, eine neue Gattung kretazischer Nannofossilien. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 285–289, Wien.
- CITA, M.B., STRADNER, H. & CIARANFI, N. (1973): Biostratigraphical investigations on the Messinian stratotype and on overlying "Trubi" Formation. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **79**, 393–446, Milano.
- RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J., CITA, M.B., DUMITRICA, P., LORT, J., MAYNC, W., NESTEROFF, W.D., PAUTOT, G., STRADNER, H. & WEZEL, F.C. (1973): Western Alboran Basin Site 121. – In: RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J., CITA, M.B., DUMITRICA, P., LORT, J., MAYNC, W., NESTEROFF, W.D., PAUTOT, G., STRADNER, H. & WEZEL, F.C. (Eds.): Leg 13. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **13/2** – Supplementary Investigations, 43–89, Washington, D.C. [http://deepseadrilling.org/13/volume/dsdp13pt1\\_03.pdf](http://deepseadrilling.org/13/volume/dsdp13pt1_03.pdf)
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 9, Retz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A18, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 22, Hollabrunn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A26–A27, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 24, Mistelbach. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A27, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 49, Wels. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A35, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 51, Steyr. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A35, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 54, Melk. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A35, Wien.
- STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 107, Mattersburg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A79, Wien.
- STRADNER, H. (1975): Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf Blatt 120, Wörgl. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A87, Wien.
- STRADNER, H. & GRILL, R. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 40, Stockerau. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A34, Wien.
- STRADNER, H. & HAUSKA, F. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 48, Vöcklabruck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A35, Wien.
- STRADNER, H. & MATURA, A. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 55, Obergrafendorf. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A36, Wien.
- DRAXLER, I. & STRADNER, H. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 91, St. Johann in Tirol. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A63, Wien.
- HAJOS, M. & STRADNER, H. (1975): Late Cretaceous Archaeomonadaceae, Diatomaceae, and Silicoflagellatae from the South Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, Site 275. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **29**, 913–1009, Washington, D.C.
- PREY, S. & STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 66, Gmunden. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A42, Wien.
- SCHERMANN, O. & STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 90, Kufstein. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A63, Wien.
- STRADNER, H., BOROVICZENY, F. & HAUSKA, F. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 25, Poysdorf. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A27, Wien.
- STRADNER, H., GRILL, R., HEKEL, H. & HAUSKA, F. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 41, Deutsch-Wagram. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A34–A35, Wien.
- ANDERLE, N., STRADNER, H., SCHÄFFER, G. & LOBITZER, H. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 200, Arnoldstein. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A120–A121, Wien.
- ANDERLE, N., STRADNER, H., SCHÄFFER, G. & LOBITZER, H. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 201, Villach. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A121, Wien.
- BECKER, L., ERTL, V., SCHUMACHER, R. & STRADNER, H. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 162, Köflach. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A106–A110, Wien.
- FUCHS, G., STRADNER, H. & GRILL, R. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 36, Ottenschlag. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A29, Wien.
- MATURA, A., FUCHS, W., STRADNER, H. & GRILL, R. (1975): [Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf] Blatt 37, Mautern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A30–A33, Wien.
- PLÖCHINGER, B., BRIX, F. & STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 76, Wr. Neustadt. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A57–A60, Wien.
- PLÖCHINGER, B., KOLLMANN, H., SCHMID, M. & STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 95, St. Wolfgang. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A64–A67, Wien.
- PREY, S., STRADNER, H. & KLEIN, P. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 58, Baden. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A37–A39, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G., PREY, S. & STRADNER, H. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A124–A126, Wien.

- SCHMID, M., STRADNER, H., SCHÄFFER, G. & GRILL, R. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 38, Krems. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A33–A34, Wien.
- SCHNABEL, W., RUTTNER, A., STRADNER, H., KLEIN, P. & SCHÄFFER, G. (1975): (Bericht 1974 über die geologische Aufnahme auf) Blatt 71, Ybbsitz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A45–A51, Wien.
- STRADNER, H. (1976): Grundlagenforschung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A15–A18, Wien.
- STRADNER, H. & PRIEWALDER, H. (1976): Bericht 1975 über elektronenmikroskopische Untersuchungen an jurassischen und kretazischen Nannofossilien (Kalkflagellaten). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A185–A186, Wien.
- SCHNABEL, W., DRAXLER, I. & STRADNER, H. (Beitrag) (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **151**, 325–357, Stuttgart.
- VISMARA-SCHILLING, A., STRADNER, H., CITA, M.B. & GAETANI, M. (1976): Stratigraphic investigations on the late Neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance. – Memorie della Società Geologica Italiana, **16**, 279–317, Roma.
- STRADNER, H. (1977): Bericht 1976 über Studien zum Einsatz von Nannoplankton-Fossilien in der Biostratigraphie mariner Sedimente Österreichs (Forschungsprojekt Nr. 2659 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A178–A179, Wien.
- STRADNER, H. & PRIEWALDER, H. (1977): Über das Nannoplankton der Klemener Schichten (Coniac). – In: KOLLMANN, H.A., BACHMAYER, F., NIEDERMAYER, G., SCHMID, M.E., KENNEDY, W.J., STRADNER, H., PRIEWALDER, H., FUCHS, G. & WESSELY, G.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **120/2**, 419–426, Wien.
- STRADNER, H. & PRIEWALDER, H. (1977): Bericht 1976 über Nannoplankton-Untersuchungen im Laboratorium für Elektronenmikroskopie. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A180–A181, Wien.
- FUCHS, R. & STRADNER, H. (1977): Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän der Zentralen Paratethys). – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **2**, 1–58, Wien.
- SCHILLING, A.V. & STRADNER, H. (1977): I 'Trubi' di Buonfornello (Sicilia). Biostratigrafia e tentativo di valutazione paleoclimatica. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **83**, 869–896, Milano.
- STRADNER, H. (1978): Bericht über Nannofossilien aus dem Paleozän von Michelstetten (Waschbergzone), NÖ. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/2**, 143–146, Wien.
- STRADNER, H. & BACHMANN, A. (1978): Late Pliocene and Early Pleistocene silicoflagellates and ebridians from DSDP Site 378 in the Aegean Basin, north of Crete. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **42/1**, 805–815, Washington, D.C.
- STRADNER, H. & FUCHS, R. (1978): Das Nannoplankton in Österreich. – In: PAPP, A., CÍCHA, I., SENES, J. & STEININGER, F.F.: Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys, Band VI: M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 489–531, VEDA, Bratislava.
- LOBITZER, H., SCHERMANN, O., MACGOWRAN, B. & STRADNER, H. (1978): Project de cienteerie, vol. 2: Etude geologique, Etude de faisabilité par Austroplan. – 195 S., Wien.
- SEIFERT, P., STRADNER, H. & SCHMID, M. (Beitrag) (1978): Bericht über das Paleozän der Waschbergzone (NÖ.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 129–141, Wien.
- STRADNER, H. (1979): Grundlagenforschung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A26–A29, Wien.
- STRADNER, H. (1979): Bericht 1977 über Studien zum Einsatz von Nannoplankton-Fossilien in der Biostratigraphie mariner Sedimente Österreichs (Forschungsprojekt Nr. 2659 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A165–A166, Wien.
- MOORE, J.C., WATKINS, J.S., SHIPLEY, T.S., BACHMAN, S.B., BEGHTEL, F.W., BUTT, A., DIDYK, B.M., LEGGETT, J.K., LUNDBERG, N., McMILLEN, K.J., NIITSUMA, N., SHEPHARD, L.E., STEPHAN, J.-F. & STRADNER, H. (1979): Progressive accretion in the Middle America Trench, Southern Mexico. – Nature, **281**, 638–642, London.
- SCHERMANN, O., STRADNER, H., ALLRAM, F. & KAPPEL, F. (1979): Endbericht 1979: Prospektion auf Kieselgur im Raume Wallern, Oberösterreich. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-004/79, 14 S., Wien.
- STRADNER, H. & FUCHS, R. (1980): Über Nannoplanktonvorkommen im Sarmatien (Ober-Miozän) der Zentralen Paratethys in Niederösterreich und im Burgenland. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **7**, 251–279, Wien.
- STRADNER, H. & SEIFERT, P. (1980): *Transversopontis pax* n. sp., ein neues Nannofossil aus dem basalen Oligozän des nördlichen Niederösterreich. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **7**, 281–291, Wien.
- FUCHS, R., GRÜN, W., PAPP, A., SCHREIBER, O. & STRADNER, H. (1980): Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979/3**, 295–311, Wien.

#### 1981–1990

- STRADNER, H. (1981): Bericht 1978 über Studien zum Einsatz von Nannoplankton-Fossilien in der Biostratigraphie mariner Sedimente Österreichs (Forschungsprojekt Nr. 2659 des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A178–A179, Wien.
- STRADNER, H. & ALLRAM, F. (1981): The Nannofossil assemblages of Deep Sea Drilling Project Leg 66, Middle America Trench. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **66**, 589–639, Washington, D.C.
- STRADNER, H. & ALLRAM, F. (1981): Notes on an enigmatic siliceous cyst, Middle America Trench, Deep Sea Drilling Project Hole 490. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **66**, 641–642, Washington, D.C.
- WATKINS, J.S., MOORE, J.C., SHIPLEY, T.H., BACHMAN, S.B., BEGHTEL, F.W., BUTT, A., DIDYK, B.M., LEGGETT, J.K., LUNDBERG, N., McMILLEN, K.J., NIITSUMA, N., SHEPHERD, L.E., STEPHAN, J.F. & STRADNER, H. (1981): Accretion, Underplating, Subduction and Tectonic Evolution, Middle America Trench, Southern Mexico: Results from DSDP Leg 66. – Oceanologica Acta, **1981** (Special Issue), 213–224, Paris.
- STRADNER, H. (1982): Bericht über Nannoplankton-Untersuchungen an Bohrkernen der Tiefbohrung KEMATING 1. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005b/81, 11 S., Wien.
- HAY, W.W., SIBUET, J.-C., BARRON, E.J., BOYCE, R.E., BRASSSELL, S., DEAN, W.E., HUC, A.Y., KEATING, B.H., McNULTY, C.L., MEYERS, P.A., NOHARA, M., SCHALLREUTER, R.E., STEINMETZ, J.C., STOW, D. & STRADNER, H. (1982): Sedimentation and Accumulation of organic carbon in the Angola Basin and on Walvis Ridge. Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 75. – Geological Society of America Bulletin, **93/10**, 1038–1050, Boulder.
- LOBITZER, H., TATZREITER, F., DAURER, A., KIESL, W., ZIMMER, W., STRADNER, H., SURENIAN, R. & ALLRAM, F. (1982): Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg: Endbericht 1981. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-011/80-81, 167 S., Wien.

- MOORE, J.C., WATKINS, J.S., McMILLEN, K.J., BACHMAN, S.B., LEGGETT, J.K., LUNDBERG, N., SHIPLEY, T.H., STEPHAN, J.-F., BEGHTEL, F.W., BUTT, A., DIDYK, B.M., NIITSUMA, N., SHEPHARD, L.E. & STRADNER, H. (1982): Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP. – Geological Society of London, Special Publications, **10**, 77–94, Wien.
- BRÜGGEMANN, H., DRAXLER, I., FAUPL, P., GOTTSCHLING, H., GRATZER, R., KAPPEL, F., MALECKI, G., RÖGL, F., STOJASPAL, F., STRADNER, H., VINZENZ, M., HILSCHER, H. & HEINRICH, M. (Projektl.) (1983): Begleitende Kohleforschung Oberösterreich, Kohle Ottnangien: Geologisch-stratigraphische Grundlagen zur Untersuchung der Kohleindikationen des Ottnangien in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.): Endbericht 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/82, 24 S., Wien.
- STRADNER, H. (1984): Nannoplankton. – In: HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., ROETZEL, R., SURENIAN, R., STOJASPAL, F., STRADNER, H. & DRAXLER, I.: Fazielle Untersuchungen im Ottnangien des Innviertels in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit, Kohle Ottnangien: Endbericht 1983. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/83, 108–119, Wien.
- STEINMETZ, J. & STRADNER, H. (1984): Cenozoic Calcareous Nanofossils from Deep Sea Drilling Project Leg 75, Southeast Atlantic Ocean. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **75**, 671–753, Washington, D.C.
- HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., ROETZEL, R., SURENIAN, R., STOJASPAL, F., STRADNER, H. & DRAXLER, I. (1984): Fazielle Untersuchungen im Ottnangien des Innviertels in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit, Kohle Ottnangien: Endbericht 1983. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-005e/83, 163 S., Wien.
- STRADNER, H., STEINMETZ, J. & SVABENICKA, L. (Contribution) (1984): Cretaceous Calcareous Nanofossils from the Angola Basin, Deep Sea Drilling Project Site 530. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **75**, 565–649, Washington, D.C.
- STEINMETZ, J.C., BARRON, E., BOERSMA, A., KEATING, B., McNULTY, C., SANCETTA, C. & STRADNER, H. (1984): Summary of biostratigraphy and magnetostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 75. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **75**, 449–458, Washington, D.C.
- STRADNER, H. (1985): On the search for C/T boundary layers by means of calcareous nannoplankton fossils. – In: HSÜ, K.J., MCKENZIE, J.A.: Gwatt Conference "Rare Events in Geology": A Workshop sponsored by the IGCP Project 199 and ILP WG 7, 20–22 May, 1985 Gwatt, Switzerland: Abstracts, 1 S., Gwatt.
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1985): Triassic nannoliths from Austria. – Vienna Meeting, 19–22.9.1985: Proceedings of the International Nannoplankton Association Conference: Abstracts, 93–94, Leeds.
- STRADNER, H., BECKE, M., GRASS, F., LAHODYNSKY, R., MAURITSCH, H., PREISINGER, A., RÖGL, F., SURENIAN, R. & ZOBETZ, E. (1985): The Cretaceous-Tertiary boundary in the Gosau formation of Austria. – Third meeting of the European Union of Geosciences Strasbourg April 1–4, 1985, 247, Paris.
- PERCH-NIELSEN, K., RÖGL, F., STRADNER, H. & BRAUNSTEIN, R. (1985): Excursion Guide: INA Meeting Vienna, 22.9.1985. – Vienna Meeting, 19–22.9.1985: Proceedings of the International Nannoplankton Association Conference: Abstracts, 105–117, Leeds.
- PREISINGER, A. & STRADNER, H. (1986): Massenaussterben vor 66,7 Millionen Jahren. – Geowissenschaft in unserer Zeit, **4**, 116–121, Weinheim.
- PREISINGER, A., ZOBETZ, E., GRATZ, A.J., LAHODYNSKY, R., BECKE, M., MAURITSCH, H.J., EDER, G., GRASS, F., RÖGL, F., STRADNER, H. & SURENIAN, R. (1986): The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria. – Nature, **322**, 794–799, London.
- STRADNER, H. (1987): A monospecific thanatocoenosis deposited after a Late Oligocene nannoplankton bloom. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **39**, 314–315, Wien.
- STRADNER, H. (Ed.) & PERCH-NIELSEN, K. (Ed.) (1987): International Nannoplankton Association Vienna Meeting 1985: Proceedings. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **39**, 315 S., Wien.
- POSCH, F. & STRADNER, H. (1987): Report on Triassic Nannoliths from Austria. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **39**, 231–237, Wien.
- STRADNER, H., EDER, G., GRASS, F., LAHODYNSKY, R., MAURITSCH, H., PREISINGER, A., RÖGL, F., SURENIAN, R., ZEISSL, W. & ZOBETZ, E. (1987): New K/T sites in the Gosau formation of Austria. – Terra cognita, **7**, 212, Strasbourg.
- LOBITZER, H., GIACOMINI, R. (Projektl.), DRAXLER, I. (Mitarb.), KLEIN, P. (Mitarb.) & STRADNER, H. (Mitarb.) (1987): Geologische Ergebnisse des Kernbohrprogrammes 1986 der Firma Kamig KG im östlichen Mühlviertel. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-017b/86, 59 S., Wien.
- PLÖCHINGER, B., DRAXLER, I. (Beitrag), OBERHAUSER, R. (Beitrag), SCHÜSSLER, L. (Beitrag), STRADNER, H. (Beitrag) & SUMMESBERGER, H. (Beitrag) (1987): Zur Klärung der geologischen Situation am Südende der Weyerer Bögen (Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 93–108, Wien.
- STRADNER, H. & RÖGL, F. (1988): Microfauna and nannoflora of the Knappengraben (Austria) across the Cretaceous/Tertiary boundary. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **15**, 25–26, Wien.
- KURAT, G. & STRADNER, H. (1988): Excursion to the Shocked Quartzes of Köfels (Tyrol, Austria). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **15**, 59–62, Wien.
- LOBITZER, H., GIACOMINI, R., DRAXLER, I., KLEIN, P., KURAT, G., MÜLLER, H., SCHWAIGHOFER, B., RIEDER, K., RUPP, C., STRADNER, H. & SURENIAN, R. (1988): Aufsuchung von Kaolin im östlichen Mühlviertel. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-006a/87: Rohstoffpotential östliches Mühlviertel, 26 S., Wien.
- LOBITZER, H., KODINA, L., SOLT, G., SCHWAIGHOFER, B., SURENIAN, R., DOBRUSKINA, I. (Mitarb.), DOSZTALY, L. (Mitarb.), DRAXLER, I. (Mitarb.), HERRMANN, P. (Mitarb.), STOJASPAL, F. (Mitarb.) & STRADNER, H. (Mitarb.) (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – Ein Zwischenbericht. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **15**, 85–107, Innsbruck.
- PREISINGER, A., STRADNER, H. & MAURITSCH, H. (1988): Bio-, Mag-neto- und Event-Stratigraphie across the K/T boundary. – Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary Conference on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality, Snowbird, Utah, October 20–23, 1988: Abstracts presented to the Topical Conference, 143–144, Snowbird.
- PREISINGER, A. & STRADNER, H. (1989): Excursion Guide to the Cretaceous/Tertiary boundary site at Knappengraben, Gams (Styria). – Abstracts and Program for the 52<sup>nd</sup> Annual Meeting of the Meteoritical Society Vienna, Austria July 31–August 4, 1989, 7 S., Wien.

#### 1991–2014

- KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H., SOLT, G., RAVASZ, C. (Mitarb.), BRUKNER-WEIN, A. (Mitarb.), KODINA, L. (Mitarb.), KLEIN, P. (Mitarb.), SCHWAIGHOFER, B. (Mitarb.), DRAXLER, I. (Mitarb.), SURENIAN, R. (Mitarb.) & STRADNER, H. (Mitarb.) (1991): Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol, Salzburg) = A Kammerköhralm – Steinplatte terület kösseni reteginek mikropaleontologiai es geokemiai vizsgalata (Tirol/Salzburg): A Micropaleontological and Geochemical Study of the Kössen Beds in the Kammerköhralm – Steinplatte Area (Tirol/Salzburg). – In: LOBITZER, H., CSASZAR, G., GATTINGER, T.E. & HAMOR, G.: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil 1, 155–191, Geologische Bundesanstalt, Wien.

- PLÖCHINGER, B., SALAJ, J., EGGER, H. (Mitarb.) & STRADNER, H. (Mitarb.) (1991): Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134/4**, 783–808, Wien.
- STRADNER, H. & DRAXLER, I. (1993): Geologische Altersbestimmungen mit Hilfe von Nannofossilien und Palynomorphen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O.: *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 2., Auflage, 546–550, Naturhistorisches Museum Wien, Wien.
- FUCHS, R., SCHREIBER, O. & STRADNER, H. (1994): Correlation of Autochthonous Middle and Upper Cretaceous in Lower and Upper Austria. – *Extended Abstracts Book (Oral and Poster Presentations): 6<sup>th</sup> Conference and Technical Exhibition Vienna, Austria, 6–10 June 1994, 208–209*, European Association of Petroleum Geoscientists & Engineers, Vienna.
- LOBITZER, H., SOLTI, G., RAVASZ, C., BICHLER, M. (Beitrag), BRUKNER-WEIN, A. (Beitrag), CSASZAR, G. (Beitrag), DOSZTALY, L. (Beitrag), EGGER, H. (Beitrag), HETENYI, M. (Beitrag), KLEIN, P. (Beitrag), KODINA, L. (Beitrag), SACHSENHOFER, R. (Beitrag) & STRADNER, H. (Beitrag) (1994): Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs. – In: LOBITZER, H., CSASZAR, G., DAURER, A., SCHÖNLAUB, H.P. & GAAL, G.: *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil 2*, 465–483, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LOBITZER, H., BODROGI, I., FILACZ, E., STRADNER, H. (Beitrag) & SURENIAN, R. (Beitrag) (1994): Lebensspuren der Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen. – In: LOBITZER, H., CSASZAR, G., DAURER, A., SCHÖNLAUB, H.P. & GAAL, G.: *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil 2*, 285–322, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & STRADNER, H. (1999): Nannopaläontologie. – In: BACHL-HOFMANN, C., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A.: *Die Geologische Bundesanstalt in Wien: 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999)*, 234–238, Wien (Böhlau).
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F., GRASS, F., STRADNER, H. & SUMMESBERGER, H. (2000): Cretaceous/Tertiary (K/T) Profile, Rhythmic Deposition and Geomagnetic Polarity Reversals of Marine Sediments Near Bjala, Bulgaria. – In: KOEBERL, C. & SCHÖNLAUB, H.P. (Eds.): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, Vienna, July 9–12, 2000 Geozentrum University of Vienna, Austria, 168, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- STRADNER, H. (2002): Silicoflagellaten-Vorkommen im Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – *Beiträge zur Paläontologie*, **27**, 9–15, Wien.
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F., GRASS, F., STRADNER, H. & SUMMESBERGER, H. (2002): Cretaceous-Tertiary profile, rhythmic deposition, and geomagnetic polarity reversals of marine sediments near Bjala, Bulgaria. – In: KOEBERL, C. & MACLEOD, K.G. (Eds.): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. – Geological Society of America Special Paper, **356**, 213–229, Boulder.
- EGGER, H., RÖGL, F. & STRADNER, H. (2007): Kalkiges Nannoplankton und Foraminiferen aus der *Chiasmolithus gigas*-Subzone (Mitteleozän) von Niederhollabrunn (Waschbergzone, Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**, 379–386, Wien.
- EGGER, H., KOEBERL, C., WAGREICH, W. & STRADNER, H. (2009): The Cretaceous-Paleogene (K/Pg) boundary at Gams, Austria: Nannoplankton stratigraphy and geochemistry of a bathyal northwestern Tethyan setting. – *Stratigraphy*, **6**, 333–347, New York.
- STRADNER, H., AUBRY, M.-P. & BONNEMAISON, M. (2010): Calcareous Nannofossil Type Specimens in the Collection of the Geological Survey of Austria: A Taxonomic and Stratigraphic Update. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **150/1+2**, 9–84, Wien.
- SAMES, B. & STRADNER, H. (2014): Type Specimens of Silicoflagellata and Archaeomonadaceae in the Collection of the Geological Survey of Austria: An inventory. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154/1–4**, 135–154, Wien.

## Prof. Dr. Arthur Kröll (1924–2022)

Mit Arthur Kröll, der am 14. Oktober 2022 kurz vor seinem 98. Geburtstag verstorben ist, hat uns eine herausragende Persönlichkeit der österreichischen geologischen Praxis und Wissenschaft verlassen. Er war als Mensch freundlich, oft humorvoll, und hatte als Vorgesetzter eine sehr angenehme, aber strikte Art, und war somit oft eher ein konstruktiver Arbeitspartner als ein Chef.

In die Zeit seines Wirkens fallen essenzielle Schritte nicht nur in der Erschließung zahlreicher Kohlenwasserstofflagerstätten, sondern auch in der Kenntnis der dritten geologischen Dimension Österreichs. Zur Erschließung all dieser Kenntnisse hat nicht nur sein pionierfreudiges Gedankengut beigetragen, sondern auch seine große Energie, die Verantwortung in der Führungs- und Entscheidungsfunktion zu tragen.

Dies angesichts vieler anspruchsvoller Projekte im Verein mit weiteren Verantwortungsträgern und mit Aufbereitung durch die jeweiligen Sachbearbeiter. Noch in der Zeit seines Ruhestandes überließ er gemeinsam mit einer Autorenschaft als geistiges Vermächtnis Kartenwerke aus einem ausgedehnten Untergrundbereich der Republik Österreich.

Arthur Kröll wurde am 19. Oktober 1924 in Rosental bei Köflach in der Steiermark geboren. In Graz ging er in eine Schule, die einer heutigen Mittelschule entspricht. Er wurde in seinen jungen Jahren schon zum Militär eingezogen und diente im Flugdienst. Nach dem Krieg studierte er an der Karl-Franzens-Universität in Graz Geologie und Mineralogie und wurde am 19. November 1949 nach Abschluss des Philosophikums zum Doktorat promoviert. Er hatte großes Interesse an der Geophysik, daher begann seine berufliche Tätigkeit 1950 als wissenschaftlicher Berater bei verschiedenen geophysikalischen Untersuchungen, wie etwa beim Bau von Wasserkraftwerken. 1951 trat er bei der Sowjetischen Mineralöl-Verwaltung (SMV), die später in die ÖMV überging, ein und wurde Leiter der geophysikalischen Interpretationsgruppe. 1955 wurde er Betriebsleiter der Abteilung Geophysik und ab 1969 Leiter des Aufschlusses in der Geologischen Abteilung. 1974 wurde er Chefgeologe der ÖMV AG. Mit 31. Oktober 1985



trat Arthur Kröll zwar in den beruflichen Ruhestand, doch wirkte er wissenschaftlich noch lange darüber hinaus.

Unter Arthur Kröll wurden zahlreiche oberflächenseismische Messungen durchgeführt, zunächst im Wiener Becken und der Molassezone Niederösterreichs, schließlich auch in den Alpen. Sie bildeten als ausgedehntes Netz die Grundlage für die Erstellung zahlreicher Strukturkarten und geologischer Schnitte und letztlich für den Ansatz von zahlreichen Bohrungen.

Die herausragenden wirtschaftlichen, auf Bohrungen beruhenden Erfolge von Arthur Kröll und seiner Explorationsgruppe sind: die Erweiterung der größten und tiefsten Gaslagerstätte Österreichs von Schönkirchen Tief 32, der Fund von

Gänserndorf Übertief 1, der Fund der Lagerstätte Hirschstetten, alle im Hauptdolomit des kalkalpinen Untergrundes des Wiener Beckens, der Fund der Gaslagerstätte Höflein im Mitteljura der Höflein-Formation unter der Flyschzone, der Fund der Öl- und Gaslagerstätte Roseldorf im Oberjura des Untergrundes der Molassezone Niederösterreichs, die Funde von Piberbach, Wirnzberg und Thann/Teufelsgraben im Eozän der Molassezone Oberösterreichs und ihres oberkretazischen Untergrundes. Dass etliche vielversprechende Anzeigen von Tiefengas, wie sie die Übertiefbohrungen von Zistersdorf, Maustrenk und Aderklaa erbrachten, nicht weiterverfolgt werden konnten, liegt nicht am Mangel des begeisterten Forscherwillens von Arthur Kröll, sondern an wirtschaftlichen und technischen Grenzen, mit denen seine Folgeära konfrontiert war. Ähnliches gilt für die unter den Kalkalpen Oberösterreichs entdeckten Vorkommen von Öl und Gas im subalpinen und alpinen Abschnitt der Kalkalpen (Bohrungen Grünau 1, Molln 1).

Die bedeutendsten, die geologische Wissenschaft einen gewaltigen Schritt vorwärts führenden Ergebnisse sind: die durch Tiefbohrungen belegte weitere Beweisführung des Überschiebungsbaues der östlichen Nordalpen (Urmannsau 1, Berndorf 1, Grünau 1, Molln 1, Mitterbach U1), der Tiefbau des Wiener Beckens (etwa Wittau ÜT1, beispielhaft angeführt für viele Bohraufschlüsse), der alpi-

ne Aufbau unter der Wiener Beckenfüllung (etwa Folgebohrungen von Schönkirchen Tief, Aderklaa/Breitenlee/Hirschstetten, Gänserndorf usw.) und der Einblick in den Tief- und Übertiefbau unter dem alpinen Stockwerk (Zistersdorf Übertief 1 und 2, Maustrenk ÜT1, Aderklaa UT1).

Arthur Kröll hat viel an Wissen über die Kohlenwasserstoffexploration als Lehrbeauftragter an den Universitäten Wien und Leoben weitergegeben. 1979 erhielt er von der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Graz den Titel Honorarprofessor.

Zahlreiche Vorträge bei etlichen Tagungen, in Österreich und international, säumten seine Berufslaufbahn, auch die Liste der Publikationen bezeugt seine rege Mitteilungsbereitschaft.

Herausragend dabei ist die erwähnte Dokumentation durch die Kartenwerke des Untergrundes 1:200.000 des Wiener Beckens, der Molassezone und des steirischen Beckens unter seiner maßgeblichen Federführung und mit einem Autorenkollektiv, einschließlich slowakischer und tschechischer Kollegenschaft, herausgegeben durch die Geo-

logische Bundesanstalt in Wien. Dass diese Arbeiten eine Grundlage für viele weiterführende wissenschaftliche und praktische Anwendungen dienen, wird als selbstverständlich angenommen, hat aber unschätzbaren Wert für weitere Forschungs- und Darstellungsarbeit.

Arthur Kröll war lange Zeit im Vorstand der Österreichischen Gesellschaft für Erdölwissenschaften tätig und in der Funktionsperiode 1979/1980 Präsident der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG). Am 12. September 1975 ernannte ihn die Geologische Bundesanstalt zu ihrem Korrespondenten und zehn Jahre später, am 12. November 1985 verlieh ihm die Geologische Bundesanstalt im Zuge ihrer 135-Jahrfeier die Haidinger-Medaille.

Wenn Arthur Kröll sich trotz seiner bedeutenden, umfangreichen Leistungen für Praxis und Wissenschaft ganz still verabschiedet hat, wird er dennoch in uns und der Nachwelt einen besonderen Platz im Gedenken einnehmen.

GODFRID WESSELY

## Publikationen von Arthur Kröll (Auswahl)

KRÖLL, A. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil IV: Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen. – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **80/6**, 221–227, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **83/10**, 342–353, 1 geol. Karte, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1973): Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **89/11**, 400–413, Wien.

KRÖLL, A. (1977): Probleme übertiefer Exploration: Geologie, Geophysik. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **93**, Sonderausgabe 1977, 72–74, Wien.

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

KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978): Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/2**, 23–34, Wien.

KRAMER, H. & KRÖLL, A.J. (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **70**, 1–10, Wien.

KRÖLL, A. (1980): Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen, das Wiener Becken. – In: BACHMAYER, F. (Hrsg.) & BRIX, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. – Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien, Neue Folge, **19**, 147–179, Wien.

KRÖLL, A. (1980): Die Molassezone Niederösterreichs. – In: BACHMAYER, F. (Hrsg.) & BRIX, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. – Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien, Neue Folge, **19**, 202–212, Wien.

KRÖLL, A. (1980): Die erdöl- und erdgashöflichen Gebiete Österreichs – Niederösterreich, Wien und Nord-Burgenland. – In: BACHMAYER, F. (Hrsg.) & BRIX, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. – Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien, Neue Folge, **19**, 212–216, Wien.

KRÖLL, A. & SPÖRCKER, H. (1980): Aktueller Stand der Explorations- und Bohrtechnik. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **96/1**, 12–19, Wien.

KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G. (1981): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **97/4**, 134–148, Wien.

KRÖLL, A. (1982): Neues von der Aufsuchungstätigkeit der ÖMV in Österreich. – ÖMV-Zeitschrift, **1982/1**, 1–4, Wien.

KRÖLL, A. (1982): Suche nach Erdöl und Erdgas in Tirol und Vorarlberg. – ÖMV-Zeitschrift, **1982/3**, 52–53, Wien.

KRÖLL, A. (1982): Erster Erdgasfund in der Steiermark. – ÖMV-Zeitschrift, **1982/3**, 54–55, Wien.

KRÖLL, A. (1983): Der Inlandsaufschluss 1982. – ÖMV-Zeitschrift, **1983/2**, 21–23, Wien.

KRÖLL, A. (1984): Die Erdöl- und Erdgasregion Matzen/Schönkirchen aus geologischer Sicht. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, **100**, 185–195, Wien.

KRÖLL, A.J. (1988): Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes 1:200 000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALLACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterung zu den Karten über den prätertiären Untergrund des steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRICEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (1993): Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. – 22 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R. & NEMEC, F. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. – 25 S., 2 Tafeln, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., MOTSCHKA, K., MEURERS, B., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich: Geologische Themenkarten der Republik Österreich. – 24 S., 4 Tafeln, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.





## Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner (1935–2023)

Am 24. Februar 2023 verstarb Univ.-Prof. Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner\* (geborene Uhlich) in Oberndorf bei Salzburg. Die Familienangehörigen, Verwandtschaft und Nachbarn sowie die Fachkollegenschaft, Mineraliensammler und Freunde fanden sich am 13. März 2023, einem lauen Frühlingstag mit strahlendem Sonnenschein, bei der Kirche in Bergheim zahlreich ein, um „ihrer“ Lisl auf dem letzten Weg die gebührende Ehre zu erweisen. Der Ingenieurgeologe Dr. Georg Spaun, emeritierter Universitätsprofessor der Technischen Universität München, würdigte das Leben und Wirken der Verstorbenen in feinfühligem und berührenden Worten.



Elisabeth Charlotte Uhlich, liebevoll Lisl genannt, wurde am 7. Mai 1935 in Deutschfeistritz (Steiermark) geboren. In einer wirtschaftlich überaus schwierigen Zeit musste ihre Familie (Dipl.-Ing. Rudolf Uhlich und Elisabeth Uhlich, geborene Grill) den Wohnsitz oftmals dorthin verlegen, wo der Vater jeweils gerade bei Bauvorhaben oder in Stahlwerken beschäftigt war. Deshalb verbrachte Elisabeth zusammen mit ihrer jüngeren Schwester Gerlinde die Kindheit meist bei ihrer Großmutter mütterlicherseits (Sophie Grill) am Bauernhof in Deutschfeistritz.

Erst nach einer dauerhaften Anstellung ihres Vaters bei den Schoeller-Bleckmann Stahlwerken in Ternitz (Niederösterreich) übersiedelte die Familie und fand in Ternitz ein gemeinsames Zuhause. Hier besuchte die kleine Lisl ab Herbst 1941 die Volksschule. In den Wirren am Ende des Zweiten Weltkriegs musste die Familie über die Steiermark (Zwischenstation Judenburg) bis in den Salzburger Lungau (Tamsweg) flüchten. Nach endgültiger Klärung der Aufteilung der Besatzungszonen (Kärnten und Steiermark wurden zur britischen Zone) zog die Familie wieder in die von sowjet-russischer Soldateska mehrmals geplünderte Ortschaft Deutschfeistritz zurück. Hier absolvierte Lisl die 5. Klasse der Volksschule Peggau und besuchte ab Herbst 1945 das Realgymnasium für Mädchen in Graz (Pestalozzistraße) bis zur Wiederanstellung ihres Vaters beim Unternehmen Schoeller-Bleckmann, was einen Ortswechsel notwendig machte.

Nach der erneuten Übersiedlung der Familie nach Ternitz musste die Gymnasiastin Elisabeth den Besuch der Mädchenoberschule im nahe gelegenen Wiener Neustadt nach der vierten Klasse 1949 leider beenden, und zwar auf Weisung ihres Vaters, entgegen den Empfehlungen des Lehrkörpers. Ihr Vater befürchtete nämlich, mit der damals noch teuren Ausbildung finanziell überfordert zu werden, zumal die Familie in den Nachkriegswirren ihr gesamtes Hab und Gut verloren hatte. So absolvierte Lisl die dreijährige Lehre als Zahntechnikerin bei einem Dentisten, ohne dass ihr ein Besuch der obligatorischen Berufsschule in Wien ermöglicht wurde. Wohl aufgrund der fehlenden Karriereaussichten beschloss die

sportlich sehr aktive Lisl alsbald zielstrebig, die Gymnasialoberstufe samt Matura nachzuholen. Nach der Zulassungsprüfung am Realgymnasium in Neunkirchen bestand sie als externe Schülerin sämtliche Einzelprüfungen der Neben- und Hauptfächer sowie am 18. Februar 1957 die Matura.

In dieser Zeit lernte Elisabeth den Montanisten Dipl.-Ing. Gerhard Kirchner kennen, den sie am 9. März 1957 in der barocken Basilika Mariatrost (nordöstlich Graz) heiratete. Gerhard Kirchner hatte gerade sein Studium der Montanistik beendet und ein verlockendes Angebot für Prospektionsarbeiten an der Ostküste Grönlands (Mesters Vig) erhalten. Nach der Beseitigung administrativer Schwierigkeiten (Dokumente und Reiseunterlagen) besuchte Elisabeth Kirchner ihren Gemahl im Herbst 1957. Beim Rückflug brachte sie ihren Sohn Björn nach einer Notlandung am Militärflughafen in Stavanger (Norwegen) zur Welt. Danach wohnte sie mit ihrem Baby bei ihren Eltern unter etwas beengten Verhältnissen in Ternitz.

Lisl Kirchner hatte ursprünglich mit einem Medizinstudium geliebäugelt. Demgegenüber wünschte ihr Gemahl, dass sie Erzmineralogie studieren sollte, um ihn bei seiner Tätigkeit unterstützen zu können. So begab sie sich auf die Suche nach einem entsprechenden Studienplatz, zunächst

\* Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner im August 2016 (Foto: J.-M. Schramm).

an der Universität in Graz, dann an der Montanistischen Hochschule in Leoben, wo sich ein Professor darüber sogar entrüstete, wieso sich eine Frau in eine traditionelle Männerdomäne drängen wolle. In der Folge gelangte Elisabeth zur nächstgelegenen Universität in Wien. Der Vorstand des Instituts für Mineralogie, Prof. Dr. Karl Ludwig Felix Machatschki (1895–1970), empfahl ihr zunächst Physik, Chemie und Mathematik zu inskribieren. Als Nebenfach wählte sie Geologie. Ab dem Sommersemester 1958 studierte sie dann Mineralogie, wobei sie täglich von Ternitz nach Wien und retour pendelte.

Im Sommer 1958 reiste Lisl Kirchner erneut nach Grönland. Die junge Familie bewohnte ein schlichtes Holzhaus („Villa Lauritzen“) am Arcturus-Gletscher. Nach ihrer Rückkehr nach Wien nutzte Elisabeth das Wintersemester 1958/59, um ihr Studium mit zahlreichen Vorlesungen, Übungen und Exkursionen voranzubringen. Nach einem dritten Grönland-Aufenthalt von April bis September 1959 bot Prof. Machatschki ihr eine Halbtagsstelle als wissenschaftliche Hilfskraft (heute Studienassistent) an. Das schränkte zwar einerseits Auslandsreisen ein, förderte andererseits jedoch das Studium samt den beginnenden Tätigkeiten für ihre Doktorarbeit. Die vom Mineralogen Prof. Dr. Anton Preisinger (1925–2020) betreute Dissertation befasste sich mit der Kristallstruktur von Larsenit ( $\text{PbZnSiO}_4$ ), einem sehr seltenen Blei-Zink-Silikat. Dazu waren umfangreiche Aufnahmen mittels Röntgenkameras sowie Rechnenarbeiten am Computer erforderlich.

1962 wurde Lisls Gemahl, Dipl.-Ing. Gerhard Kirchner, inzwischen im Ingenieurbüro des renommierten Geotechnikers Prof. Dr. Leopold Müller-Salzburg (1908–1988) tätig, zur Baustelle der gewaltigen Kurobe-Talsperre nach Japan beordert. Dem Wunsch ihres Gemahls, ihn zu begleiten, folgte Elisabeth gerne, zumal zu dieser Zeit in Tokyo das „International Symposium on Volcanology“ stattfand. Bereits damals zählten Vulkanite zu ihrem breit gefächerten Kanon geowissenschaftlicher Interessensgebiete.

1963 brachte Lisl mit Ulf ihren zweiten Sohn zur Welt und nahm nach nur wenigen Wochen wieder die Arbeiten an der Universität auf. Manche „liebe“ Kollegen und -innen machten der Dissertantin mit ihren zwei kleinen Kindern das Arbeiten am Institut nicht gerade leicht. Ende 1963 wurde die Ehe mit Dr. Gerhard Kirchner geschieden, zumal (wie Elisabeth in ihrer Autobiographie 2014 auf Seite 14 wörtlich schreibt), „die emotionalen und geographischen Distanzen“ zu groß geworden waren. Jedoch meisterte sie alle privaten und universitären Befindlichkeiten, konnte mit ihren Söhnen eine kleine Wohnung beziehen und ihre Doktorarbeit Ende 1964 vollenden. Nach der Approbation ihrer Dissertation absolvierte Lisl das zweistündige Rigorosum am 17. Februar 1965 (Hauptfach Mineralogie, Nebenfach Geologie) bei den Professoren Dr. Machatschki, Dr. Hans Wieseneder (1906–1993) und Dr. Eberhard Clar (1904–1995) sowie das obligatorische Philosophikum beim Psychologen und Philosophen Prof. DDr. Hubert Rohrer (1903–1972) mit Bravour. Ihre Promotion zum Doktor der Philosophie fand am 25. Juni 1965 an der Universität in Wien statt.

Der Einstieg ins Berufsleben als Akademikerin war Mitte der 1960er Jahre, speziell für eine alleinerziehende Mutter, sowohl in der Stein- und Chemieindustrie als auch bei Museen nicht gerade einfach. Das ehrende Angebot einer Assistentenstelle an der Universität Heidelberg war für Dr. Eli-

sabeth Kirchner zwar sehr verlockend, sie nahm es jedoch im liebevollen Hinblick auf die Betreuung ihrer beiden kleinen Söhne nicht an. Und so begann ihre Berufslaufbahn als Hochschulassistentin am Institut für Technische Geologie der TU Wien bei Prof. Dr. Alois Kieslinger (1900–1975). Dabei hatte sie sich mit Entspannungsvorgängen in Gesteinen zu befassen, unter anderem an Bohrkernen von der Aufstandsfläche der Schlegeissperre (Tirol), aber auch an Gesteinsmaterial aus Norwegen und Südafrika. Lisl arbeitete interdisziplinär und suchte dazu auch den Kontakt zur benachbarten Kollegenschaft der Werkstoffprüfung, Mechanik und Physik. Am Institut für Technische Geologie waren Dr. Walter Eppensteiner (1929–2020), Dr. Dirk van Husen, Dr. Georg Riehl-Herwirsch (1937–2003) und Dr. Bernd Schwaighofer (ab 1967 an der Universität für Bodenkultur) ihre Kollegen.

Im Sommer 1969 übersiedelte Lisl mit ihren beiden Söhnen (damals 12 und 6 Jahre alt) nach Salzburg, zumal sie ab dem 1. September 1969 ihre akademische Karriere am neu gegründeten Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg beim Mineralogen Prof. Dr. Heinz Meixner (1908–1981) fortsetzen konnte. In Salzburg boten ihr Kollegen der Universität Wien (Dr. Georg Spaun) sowie der TU Wien (Dipl.-Ing. Friedrich Kermauner) vorübergehende Wohnmöglichkeiten, bis sie Anfang 1970 eine kleine Wohnung im Stadtteil Aiglhof beziehen konnte.

Elisabeth Kirchner beteiligte sich unermüdlich am Aufbau des Instituts, organisatorisch beginnend in adaptierten leeren Wohnungen nahe dem Salzburger Hauptbahnhof (Porschestraße 1–3). Später leistete sie zur ersten Institutsübersiedlung 1971 nach Nonntal (Akademiestraße 26) intensive und vorausblickende Planungsarbeiten. Neben intensiver Lehrtätigkeit – vorerst „nur“ für das Lehramtsstudium Biologie und Erdwissenschaften sowie Geographie – richtete Kirchner die Röntgenlaboratorien (Diffraktometer, Fluoreszenz, Pulver- und Guinierkamera) ein. Nach und nach wurden infolge der personellen Berufungszusagen für Prof. Meixner die Assistentenstellen mit Dr. Walter Lukas, Dipl.-Ing. Dr. Werner Paar, Dr. Jörg Schantl und Dr. Paul Becker besetzt, was Dr. Kirchner von ihren übervollen Dienstpflichten im Lehrbetrieb und der akademischen Selbstverwaltung etwas entlastete. Mit der Implementierung des Universitäts-Organisationsgesetzes (UOG) 1975 wurde die alte Philosophische Fakultät aufgelöst und zwei Fakultäten (Geisteswissenschaften, Naturwissenschaften) neu errichtet.

Institutsübergreifend arbeitete sie von 1974 bis 1979 am Hochschulschwerpunkt des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) N 25 „Geologischer Tiefbau der Alpen“ mit. Dabei befasste sie sich mit Mineralneubildungen in Vulkaniten der oberostalpinen permoskythischen Gips- und Salzlagerstätten. Ihr besonderes Interesse fokussierte sich auf Glaukophan (Crossit), ein Mineral der Amphibol-Gruppe. Zusammen mit Kollegen der Geologie und Paläontologie (Josef-Michael Schramm, Gottfried Tichy und Wolfgang Vettors) leitete sie 1976 ein Fortbildungsseminar für Gymnasiallehrer, wobei sie lunares Gesteinsmaterial der US-amerikanischen Apollo-Mission der NASA spektakulär vorstellte. Nach dem Besuch eines Einführungskurses für die – damals hochmoderne – Elektronenstrahlmikrosonde an der Universität Kiel erweiterte sie ihr Fachwissen am Max-Planck-Institut in Heidelberg beim legendären Mineralogen und Pionier

der Erzmikroskopie Prof. Dr. Paul Ramdohr (1890–1985). Mehrmonatige Forschungsaufenthalte während der Jahreswende 1975/76 in Albuquerque (New Mexico) bei Prof. Dr. Klaus Keil (1934–2022) sowie in Berkeley (California) bei Prof. Adolf Pabst (1899–1990) vertieften ihr Interesse an Meteoriten und erweiterten ihre Kenntnisse über die Analytik, Messprozeduren und die Herstellung von Gesteins- und Mineralpräparaten. Als ihr der Geologe Dr. Wolfgang Schnabel (GBA) eine im Zuge von Kartierungsarbeiten 1977 im Raum Ybbsitz (Niederösterreich) gefundene exotische Gesteinsprobe zeigte, konnte sie diese sofort als Meteoriten identifizieren, untersuchen und 1985 zusammen mit Koautoren publizieren.

Mit seinem Dienstantritt am 1. April 1978 verstärkte der von der Universität Göttingen nach Salzburg berufene Petrologe apl. Prof. Dipl.-Min. Dr. Paul Metz als Ordinarius für Mineralogie und Petrographie den Personalstand. Nur ein Jahr später schlug in die bislang erfolgreiche Aufbau- und Konsolidierungsphase der Salzburger geowissenschaftlichen Institute ein Ereignis wie der sprichwörtliche Blitz ein. Gegen den Willen (fast) aller geowissenschaftlichen Hochschullehrer verfügte nämlich das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung am 25. April 1979, die Institute für Mineralogie und Petrographie sowie für Geologie und Paläontologie aufzulösen und zusammengelegt als Institut für Geowissenschaften neu zu errichten. Was bis dahin partnerschaftlich und reibungslos vorbildlich funktioniert hatte, änderte sich nun leider. Die seitens der (fernen) Ministerialbürokratie aus der Fusion erwarteten bedeutenden Synergieeffekte unterblieben gänzlich, zumal permanente Reibereien und Schlichtungsversuche nun produktive Arbeitszeit vergeudeten.

Unbeirrt von dieser misslichen Situation erlangte Dr. Kirchner am 27. Juni 1979 mit ihrer Habilitationsschrift „Untersuchungen zur Klärung der Bildungsbedingungen von Mineralneubildungen in Vulkaniten und Sedimenten aus dem Permoskyth der nördlichen Kalkalpen“ die *venia docendi* in „Mineralogie und Petrographie“. Nach der Emeritierung von Prof. Meixner am 30. September 1979 wechselte Prof. Metz mit 1. März 1980 an die Universität Tübingen. Danach folgte im Doppelfach Mineralogie und Petrographie eine ungewöhnlich lange Vakanz, zumal sich unrealistische Dreivorschläge nach erfolglosen Berufungsverhandlungen rasch erschöpften und scheiterten.

Erfreulicherweise vermochte der Geo-Standort Salzburg durch externe Fachleute ein breit gefächertes Lehrangebot zu vermitteln, was viele Fachstudierende anderer Universitäten zumindest für je ein Semester an die Alma Mater Paridiana zog. Ab Ende der 1970er Jahre konnten die ersten Fachstudierenden ihr Studium noch nach der auslaufenden „philosophischen Rigorosenordnung“ vom 3. September 1945 (StGBI. Nr. 165) absolvieren (Abschluss: Dr. phil.). Mit Beginn des Wintersemesters 1981/82 trat an der Universität Salzburg der Studienplan für die Studienzweige „Petrologie“ und „Geologie“ in Kraft, womit erstmals ein Magisterstudium möglich wurde (Abschluss: Mag. rer. nat.). Die Dozentin und baldige Professorin Dr. Elisabeth Kirchner betreute zahlreiche Hausarbeiten von Lehramtskandidaten für das Fach Biologie und Erdwissenschaften sowie Diplomarbeiten und Dissertationen.

1980 begann Dozentin Kirchner im Ortsteil Voggenberg der Gemeinde Bergheim mit dem Bau eines Zweifamilien-

hauses, um auch ihren Eltern eine gemeinsame Heimat in Salzburg zu ermöglichen. Drei Jahre später bezogen beide Familien das neue Domizil am Voggenberg.

Zum Vorstand des „neuen“ Instituts für Geowissenschaften wurde der Kristallingeologe Prof. Dr. Günther Frasl (1924–2003) gewählt, dem während zweier Funktionsperioden von 1979 bis 1983 die ambivalenten Rollen als Mediator und Dompteur oblagen, um akademische Streithähne „auseinanderzuhalten“. Zum 1. April 1982 wurde Dozentin Kirchner aufgrund ihrer bisherigen Leistungen als erste Frau an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg zur Außerordentlichen Universitätsprofessorin ernannt.

Sie beteiligte sich maßgeblich an einem gesamtösterreichischen Ringversuch, der mittels röntgenographischer Methodik die Möglichkeit (semi)quantitativer Bewertung des Mineralbestands frostkritischer Anteile (quellfähige Tonminerale) in Locker- und Festgesteinen prüfte (AUGUSTIN-GYURITS et al., 1983). Damit hatte sie einen wesentlichen Beitrag zur nachhaltigen Optimierung von Straßen- und Tunnelprojekten geschaffen.

Von 1983 bis 1986 stand die stets auf Ausgewogenheit bedachte Prof. Kirchner dem Institut für Geowissenschaften vor. Während dieser Zeit glückte nach dem Verlust der Professoren-Planstelle Petrologie (Nachfolge Metz) endlich die Wiederbesetzung des Ordinariates Mineralogie (Nachfolge Meixner) mit der Berufung des Mineralogen Dr. rer. nat. Georg Amthauer (Universität Marburg) und dessen Dienstantritt am 1. April 1985. Überdies leistete Kirchner in enger Kooperation mit ihrem Stab umfassende Planungsarbeiten für das im Bau befindliche Fakultätsgebäude in der Hellbrunnerstraße 34 (Freisaal), was auch mit zeitintensiven Verhandlungen bezüglich der Laborausstattungen sowie mit Begehungen der Großbaustelle verknüpft war. Schließlich erfolgte im Mai 1986 eine neuerliche Übersiedlung, mit etlichen Hundert Tonnen Probenmaterial und Großgeräten, ohne Beeinträchtigung des laufenden Lehrbetriebes während des Sommersemesters! Dank der harten und zugleich charmanten Verhandlungsführung Kirchners wurde dem Institut im südseitigen Labortrakt des Gebäudes eine Fläche von rund 2.500 m<sup>2</sup> genehmigt, verteilt über drei Etagen (Kellergeschoss, 2. und 3. Obergeschoss).

Die Landtage von Kärnten 1981, Salzburg 1984 und Tirol 1992 hatten jeweils Gesetze zur Schaffung des Nationalparks Hohe Tauern beschlossen. 1986 übernahmen Prof. Dr. Elisabeth Kirchner und Hofrat Prof. DDr. Eberhard Stüber (damals Direktor des „Hauses der Natur“) die wissenschaftliche Obhut des Stein- und Mineralsuchens im Nationalpark Hohe Tauern, wobei rund 150 Sammler betreut wurden. Mit einer jährlichen Kontrolle der Mineralfunde, deren analytisch fundierten Untersuchungen und Begehungen der Fundorte vertiefte Lisl die Zusammenarbeit mit dem Nationalpark. Lisl nahm sich stets Zeit für die Anliegen der überaus engagierten Mineraliensammler, seien es die Bestimmung „ausgefallener“ Minerale, Beratungen oder Befürwortungen zu Ansuchen um Ausnahmegewilligung (Gesetz über den Nationalpark Hohe Tauern im Land Salzburg: Kernzonen § 6, Absatz 3, Satz 2 und Außenzonen § 7, Absatz 2, Satz 4). 2007 übergab sie schließlich die wissenschaftliche Leitung des Salzburger Nationalpark-Projektes an den Grazer Mineralogen Univ.-Prof. Dr. Franz Walter.

Auf Vorschlag des Direktors der Geologischen Bundesanstalt, Prof. Dr. Traugott Erich Gattinger (1930–2006), berief der Bundesminister für Wissenschaft und Forschung, Univ.-Prof. Dr. Hans Tuppy, Elisabeth Kirchner für den Zeitraum 1988 bis 1991 in das Fachbeiratskollegium (Fachrichtung Petrologie) der Geologischen Bundesanstalt. Von 1989 bis zum Frühjahr 1990 leitete Kirchner erneut das Institut für Geowissenschaften. Nach intensiven internen Vorbereitungen verfügte das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung am 25. April 1990 die Auflösung des Institutes für Geowissenschaften und die Wiedererrichtung eines Institutes für Mineralogie sowie eines Institutes für Geologie und Paläontologie.

Die drittelparitätlich zusammengesetzte Institutskonferenz der Mineralogie wählte Prof. Kirchner zur neuen „alten“ Instituts-Chefin. Eigennützige Begehrlichkeiten hinsichtlich der Zuteilung von Ressourcen sowie die besitzergreifende Nutzung von Laboratorien und Großgeräten einzelner Kollegen ließen erneut jene alten Konflikte aufflackern, die bereits vor der Institutstrennung kurienübergreifend (top-down angezettelt) schwelten. Der Verfasser dieses Nachrufs und zahlreiche Angehörige der Kollegenschaft empfinden es nach wie vor als äußerst beschämend, wie ein in den 1990er Jahren als Dekan amtierender Funktionsträger (somit Vorgesetzter sämtlicher Institutsvorstände der NW-Fakultät) in kumpelhaftem Verbund mit seinem Prädekan seine (All)Macht ausspielte und Prof. Kirchner dementsprechend „behandelte“. Es war schlicht und einfach schäbig, ihr nach erfolgreichen Jahrzehnten – unter welchem fragwürdigen Vorwand auch immer – die Leitung der Röntgenlabors zu entziehen, die sie von Anfang an aufgebaut und mit enorm viel persönlichem Einsatz weiterentwickelt hatte.

Jene Schar an Kollegen, welche seit jeher Prof. Kirchner zur Seite stand, fand es bewundernswert, wie nobel sie über diese zweifellos kränkenden Aktionen hinweg sah. Produktive Arbeit war Lisl immer wichtiger als hintergründiges Agieren zwecks Instituts(macht)politik. Ihre mentale Stärke schöpfte sie vor allem aus ihrem familiären Umfeld. Sie freute sich riesig über ihre Söhne, die als Absolventen (Björn: Montanuniversität Leoben, Bergbau; Ulf: TU Wien, Elektrotechnik) und im Berufsleben in führenden Positionen sehr erfolgreich waren, Familien gegründet hatten und Lisl nach und nach zur stolzen Großmutter von reizenden sieben Enkelkindern machten, an deren Entwicklung sie stets liebevoll Anteil nahm. Hoch erfreut war sie auch über die beruflichen Karrieren ihrer zahlreichen Absolventen, beispielsweise Dr. Christian Lengauer und Dr. Waltraud Winkler.

Nach Kirchners mehrjähriger Institutsleitung (1990–1992) übernahm Prodekan Prof. Amthauer die Führungsaufgaben.

den. Kirchner hatte auch langjährig ein Mandat in einer universitären Interessensvertretung (Professorenverband) inne und war als Gleichbehandlungsbeauftragte für die Naturwissenschaftliche Fakultät tätig, wobei sie – freundlich im Ton, hart in der Sache – so manches Scharmützel in Personalangelegenheiten auszufechten hatte. Ihre Forschungsschwerpunkte vermehrte sie laufend, u.a. untersuchte sie Flüssigkeitseinschlüsse in alpinen Kluffquarzen als Metamorphoseanzeiger. Ihre universitäre Aktivität endete mit der Pensionierung am 1. Oktober 2000. Mit unermüdlichem Eifer setzte sie auch im Ruhestand ihre wissenschaftliche Tätigkeit fort, unternahm zahlreiche fachliche Exkursionen in exotische Länder und beriet mineralogisch Interessierte.

Für ihre Tätigkeit wurde Elisabeth Kirchner mehrere Male geehrt. So wurde sie am 15. Jänner 1981 zur Korrespondentin der Geologischen Bundesanstalt ernannt.

Im Jahr 2000 verliehen ihr die Vereinigten Mineraliensammler Österreichs (VMÖ) anlässlich der Kristalltage und der Mineralien-INFO in Bramberg die Ehrenmitgliedschaft. Die Ehrennadel wurde bei der 14. Mineralien-INFO in Bramberg am 28. März 2004 nachgereicht.

Die zweifellos bedeutendste Ehrung, welche die scientific community an eine Forscherpersönlichkeit wie Lisl Kirchner zu vergeben hatte, war die Benennung eines Minerals nach ihr. Dieses Mineral wurde in der Oxidationszone der Veta La Nueva Esperanza No. 1 (Capillitas Bergbaudistrikt, Catamarca Provinz, Nordwest-Argentinien) von H. PUTZ (Diss., Univ. Salzburg, 2005) entdeckt und von H. EFFENBERGER et al. (2015) als neue Spezies charakterisiert. Das monokline Sekundärmineral „Lislkirchnerit“,  $Pb_6Al(OH)_8Cl_2(NO_3)_5 \cdot 2H_2O$ , wurde 2015 als neue Spezies charakterisiert und von der Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) der International Mineralogical Association (IMA) anerkannt (IMA-Nr.: 2015/064; Symbol: Lkn). Typusmaterial von Lislkirchnerit wird in den mineralogischen Sammlungen des Naturhistorischen Museums Wien mit der Katalognummer N 9835 aufbewahrt.

Nun ist Elisabeth Charlotte Kirchner nach einem erfüllten Leben leider von uns gegangen. Alle jene, die Frau Prof. Kirchner nahe standen, werden ihr stets ein ehrendes Andenken bewahren. Sie brauchen sich nicht sorgen, dass Lisl in Vergessenheit geraten könnte, denn sie hinterließ uns nachhaltige Spuren. Wer ihr begegnen und mit ihr zusammenarbeiten durfte, erfuhr sie als stets verlässliche, kompetente, charmante und herzliche Kollegin. Und so bleibt sie uns allen auch in bester Erinnerung.

JOSEF-MICHAEL SCHRAMM

## Literatur zum Mineral „Lislkirchnerit“

EFFENBERGER, H., LENGAUER, C.L., LIBOWITZKY, E., PUTZ, H. & TOPA, D. (2015): IMA 2015-064 Lislkirchnerite. – CNMNC Newsletter No. 27, October 2015, 1230, Cambridge.

EFFENBERGER, H., LENGAUER, C.L., LIBOWITZKY, E., PUTZ, H. & TOPA, D. (2015):  $Pb_6Al(OH)_8Cl_2(NO_3)_5 \cdot 3H_2O$  from the Capillitas deposit, Argentina. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 161, 31, Wien.

EFFENBERGER, H., LENGAUER, C.L., LIBOWITZKY, E., PUTZ, H. & TOPA, D. (2015):  $Pb_6Al(OH)_8Cl_2(NO_3)_5 \cdot 3H_2O$  from the Capillitas deposit, Argentina. – Poster, MinPet 2015, Montanuniversität Leoben, September 10<sup>th</sup>–13<sup>th</sup> 2015, Leoben.

HÄLENIUS, U., HAFERT, F., PASERO, M. & MILLS, J. (2015): New minerals and nomenclature modifications approved in 2015. – Mineralogical Magazine, 79/5, 1223–1230, Cambridge. [IMA 2015-064 Lislkirchnerite: 1230]

PUTZ, H. (2005): Mineralogy and Genesis of Epithermal Ore Deposits at Capillitas, Catamarca province, NW Argentina. – Dissertation Universität Salzburg (PhD thesis), 310 S., Salzburg.

WARR, L.N. (2021): IMA-CNMNC approved mineral symbols. – Mineralogical Magazine, **85/3**, 291–320, Cambridge. [Lislkirchnerite, Lkn: Tab. 1, 306]

## Biographische Literatur über Elisabeth C. Kirchner

EDER-RIEDER, M. (Hrsg.) (2014): Univ.-Prof. Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner. Biografie. – Akademische Frauen – Biografien, Band 3, 33 S., Salzburg (Verband der Akademikerinnen Österreichs, Landesverband Salzburg).

FISCHER, G. (2023): Abschied von Dr. Elisabeth Kirchner. – Da Stoasucha, Heft 75, Herbst 2023, Salzburg (VMÖ Landesgruppe Salzburg).

HOFMANN, T. (2023): Univ. Prof. Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner (1935–2023). – GeoSphere Austria, Wien. <https://www.geologie.ac.at/news/news-artikel/univ-prof-dr-elisabeth-charlotte-kirchner-1935-2023>

N.N. (1998): Vortragende [Elisabeth Ch. Kirchner]. – Der Steirische Mineralog, **9–13**, 4, Graz. [https://www.zobodat.at/biografien/Kirchner\\_Elisabeth\\_Der-steirische-Mineralog\\_9-13\\_1998\\_0004.pdf](https://www.zobodat.at/biografien/Kirchner_Elisabeth_Der-steirische-Mineralog_9-13_1998_0004.pdf)

N.N. (2003): Univ.-Prof. Dr. Elisabeth Charlotte Kirchner. – Zobodat, Linz (OÖ Landes-Kultur GmbH). <https://www.zobodat.at/personen.php?id=27175&bio=full>

SCHRAMM, J.-M. (2023): In Memoriam: Elisabeth Charlotte Kirchner (1935–2023). – Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien. <https://www.geologie.or.at/infos/personalia/728-nachruf-elisabeth-kirchner>

Elisabeth C. Kirchners wissenschaftliches Lebenswerk umfasst über 100 Werke, eine Auswahl findet sich in nachstehender Liste.

## Veröffentlichungen von Elisabeth C. Kirchner (Auswahl chronologisch nach Erscheinungsjahr)

### 1965–1970

KIRCHNER, E.C. (1965): Larsenit: Kristallstruktur. – Dissertation, Universität Wien, 49 S., Wien.

PREWITT, C.T., KIRCHNER, E.C. & PREISINGER, A. (1966): A Crystal structure of larsenite  $PbZnSiO_4$ . – American Mineralogist, **51/1–2**, 269, Washington, D.C.

PREWITT, C.T., KIRCHNER, E.C. & PREISINGER, A. (1967): Crystal structure of larsenite  $PbZnSiO_4$ . – Zeitschrift für Kristallographie, **124**, 115–130, Berlin.

KIRCHNER, E.C., MEDITZ, W. & NEUNINGER, H. (1969): Zur Mineralogie des Mühlviertels. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **73**, 37–48, Wien.

### 1971–1980

KIRCHNER, E.C. (1974): Glauberit und Thenardit von der Gipslagerstätte Wienern am Grundlsee, Steiermark. – Der Karinthin, **71**, 132–136, Salzburg.

KIRCHNER, E. (1975): Grundlagenuntersuchungen zur städtebaulichen Strukturplanung Leopoldskron – Moos Gneis 1:5.000: Geologie. – 1 Blatt, Magistrat der Stadt Salzburg, Salzburg.

KIRCHNER, E.C. & SLUPETZKY, H. (1975): Brochantit aus der Totenkopfbergsturzmasse am unteren Riffkees, Stubachtal, Salzburg. – Der Karinthin, **72/73**, 189–194, Salzburg.

FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, E.C., SCHRAMM, J.-M. & VETTERS, W. (1975): Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg – mittlere Hohe Tauern. – 2. Bericht Geologischer Tiefbau der Alpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 6–8, Wien.

KIRCHNER E.C. (1976): Gesteinsproben der Apollomission auf dem Mond. – Geowissenschaftliches Fortbildungsseminar für AHS-Lehrer in Raach/NÖ., Seminarunterlagen, 114–124, Salzburg.

KIRCHNER, E.C. & MEIXNER, H. (1976): Nickelhexahydrit vom Ochsen-Rotenkopf, Zillertaler Alpen, Tirol. – Der Karinthin, **74**, 216–218, Salzburg.

KIRCHNER, E.C. & RUSCHA, S. (1976): Zinnstein aus dem Stubachtal. Salzburg. – Der Karinthin, **75**, 261–263, Salzburg.

MEIXNER, H., KIRCHNER, E.C. & PAAR, W. (1976): Gadolinit und andere Berylliumminerale aus den Plattengneisbrüchen der Rauris (Salzburg), mit einer zusammenfassenden Übersicht über die alpinen Berylliumminerale. – Der Aufschluss, **27**, 309–314, Heidelberg.

NIEDERMAYR, G., KIRCHNER, E.C., KOLLER, F. & VETTERS, W. (1976): Über einige neue Mineralfunde aus den Hohen Tauern. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **80**, 57–66, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1977): Erste Untersuchungsergebnisse über die Zusammensetzung von Magnetiten aus den Hohen Tauern. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **14/7**, 96–99, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1977): Exkursion M5 und M6: Die Gips- und Anhydritlagerstätten um Golling-Abtenau und die Breunneritlagerstätte von Diegrub bei Abtenau (Exkursionsführer zur Sommertagung 1977 der VFVG Südostbayern). – Der Karinthin, **77**, 325–329, Salzburg.

KIRCHNER, E.C. (1977): Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit-führende Kissenlava vom Grundlsee. – Nachtrag zu Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 5. Heft, Jahrsbericht 1976, 1, Wien.

KIRCHNER, E.C. (1977): Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyit-führende Kissenlava von Wienern am Grundlsee, Stmk. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **7/2**, 1–2, Innsbruck.

KIRCHNER, E.C. (1977): Eine seltene Kupfermineralparagenese in Klüften des Diabas von Webing bei Abtenau, Salzburg. – In: WIEDEN, P. (Red.): Die Hohen Tauern – Mineralogie und Petrologie (Arbeitstagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft gemeinsam mit der Schweizerischen Mineralogischen Petrographischen Gesellschaft Salzburg 5. bis 10. September 1977, Vorträge und Teilnehmerliste), 33, Salzburg.

FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, E.C. & SCHRAMM, J.-M. (1977): Jahrsbericht 1976 über Arbeiten der Salzburger Arbeitsgruppe (Geologischer Tiefbau der Ostalpen). – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publikation 221 (Hochschulschwerpunkt N 25, Heft 5), 31–42, Wien.

- KIRCHNER, E.C. (1978): Grundlagenuntersuchung zur städtebaulichen Strukturplanung im Raume Leopoldskron-Moos-Gneis: Gutachten Sachgebiet: Geologie. – In: MAGISTRAT DER STADT SALZBURG (Hrsg.): Umweltschutzprogramm Leopoldskron Moos Gneis – Untersuchungen zu Fragen der Wasserentsorgung, 1–66, Salzburg (Landeshauptstadt Salzburg).
- KIRCHNER, E.C. (1978): Vorläufige Mitteilung über Mineralanreicherungen im Höhlenlehm des Salzburger Schachtes, Untersberg. – *Atlantis*, **1**, 18–19, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1978): Eine Paragenese seltener Kupferminerale auf Diabas von Webing bei Abtenau, Salzburg. – *Der Aufschluss*, **29**, 351–354, Heidelberg.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1978): Todorokit, Rancieit und Evansit von Lend, Salzburg. – *Der Aufschluss*, **29**, 359–363, Heidelberg.
- KIRCHNER, E.C., SCHRAMM, J.-M., TICHY, G. & VETTERS, W. (1978): Geological excursion to Austria [8.–21. September 1978]. – 192 S., Salzburg (Universität Salzburg).
- CHEN, T.T., KIRCHNER, E.C. & PAAR, W. (1978): Friedrichite,  $Cu_5Pb_5Bi_7S_{18}$ , a new member of the aikinite-bismuthinite series. – *The Canadian Mineralogist*, **16**, 127–130, Ottawa.
- GOMES, C.B., ULBRICH, M.N.C., KEIL, K., KIRCHNER, E.C. & JAROS-EVICH, E. (1978): Studies of Brazilian Meteorites. XV. Mineralogy, Petrology and chemistry of the São Jose do Rio Preto, São Paulo. – [Chondrite] *Naturalia*, **4**, 25–30, São Paulo.
- KEIL, K., KIRCHNER, E.C., GOMES, C.B. & NELEN, J. (1978): Studies of Brazilian Meteorites. V. Evidence for shock metamorphism in the Paranaiba, Mato Grosso, Chondrite. – *Revista Brasileira de Geociencias*, **7**, 256–268, São Paulo.
- KEIL, K., KIRCHNER, E.C., GOMES, C.B., JAROSEWICH, E. & MURTA, R.L.L. (1978): Studies of Brazilian Meteorites XIV: Mineralogy, petrology, and chemistry of the Conquista, Minas Gerais, Chondrite. – *Meteoritics*, **13/2**, 177–187, Phoenix.
- KIRCHNER, E.C. (1979): Untersuchungen zur Klärung der Bildungsbedingungen von Mineralneubildungen in Vulkaniten und Sedimenten aus dem Permoskyth der nördlichen Kalkalpen. – *Habilitationsschrift, Universität Salzburg*, 4 Publikationen kumuliert (getrennte Seitenzählung), Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1979): Pumpellyitführende Kissenlavabreccien in der Gips-Anhydrit-Lagerstätte von Wienern am Grundlsee, Steiermark. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 3. Folge, **26**, 149–162, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1979): Salzlagerstätte Altaussee und Gipslagerstätte Wienern am Grundlsee, Steiermark. Exkursion Nr. 7. – Einführung zu den Exkursionen anlässlich der 57. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (DMG) in Darmstadt 1979. – *Fortschritte der Mineralogie, Beihefte*, **57.2**, 106–113, Stuttgart.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1979): Bavenit aus dem Gasteiner-tal. – *Mineralobserver*, **2**, 8, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1980): 2. Geologischer Befund. – In: MAGISTRAT DER LANDESHAUPTSTADT SALZBURG (Hrsg.): Umweltschutzprogramm Kuehberg Nordhang: Hydrologische und geologische Negativauslese. – Umweltschutzprogramm Magistrat Salzburg, **2**, 24–87, Salzburg (Landeshauptstadt Salzburg).
- KIRCHNER, E.C. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **71/72** (1978/1979), 385–396, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1980): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1980/3**, 249–279, Wien.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpiner basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, Nr. 1, 61–75, Leoben.
- HITSCH, E., KIRCHNER, E.C., SCHEURINGER, E., ÜBLAGGER, G., SCHWARZ, H. & TAMELE, M. (1980): 5. Schlußfolgerungen und Lösungsvorschläge. – In: MAGISTRAT DER LANDESHAUPTSTADT SALZBURG (Hrsg.): Umweltschutzprogramm Kuehberg Nordhang: Hydrologische und geologische Negativauslese. – Umweltschutzprogramm Magistrat Salzburg, **2**, 134–172, Salzburg.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.C., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the austroalpine units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – a synopsis. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **71/72**, 335–341, Wien.

#### 1981–1990

- KIRCHNER, E.C. (1981): Permische Vulkanite innerhalb der Hallstätter Zone, Nördliche Kalkalpen, Österreich. – I. Referate der Vorträge auf der 59. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und der Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 24. August bis 6. September 1981 in Wien; II. Referate der Vorträge auf der Frühjahrstagung der Sektion Geochemie der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 5. bis 6. März 1981 in Köln. – *Fortschritte der Mineralogie, Beihefte*, **59.1**, 88, Stuttgart.
- KIRCHNER, E.C. & MEIXNER, H. (1981): Gypsum-Anhydrite mine Mooseck near Golling and Webing north of Abtenau, Austria (Field Excursion B5). – Fourth International Symposium on the Mineral Deposit of the Alps (ISMIDA), Berchtesgaden, October 4–10, 1981, 199–205, Berlin.
- KIRCHNER, E.C., MEIXNER, H., HÖLL, R., MOSTLER, H., SCHAUBERGER, O. & SEEMANN, R. (1981): Exkursion zu den Lagerstätten und Mineralvorkommen innerhalb der Grauwackenzone, des Tauernfensters (Schieferhülle) und der Nördlichen Kalkalpenbasis im zentralen Teil Österreichs. – Einführung zu den Exkursionen anlässlich der 59. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und der Tagung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien 1981 (DMG Tagung 1981). – *Fortschritte der Mineralogie, Beihefte*, **59.2**, 39–68, Stuttgart.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1981): Frühalpiner basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1980, Nr. 2, 81–90, Leoben.
- KIRCHNER, E.C. & SIMONSBERGER, P. (1982): Nesquehonit und Hydromagnesit aus dem Salzburger Schacht des Untersberges, Salzburg. – *Der Karinthiner*, **87**, 395–400, Salzburg.
- EXNER, C.E. & KIRCHNER, E.C. (1982): Basische Vulkanite im Haselgebirge von der stratigraphischen Basis der Nördlichen Kalkalpen. – Referate der Vorträge bei der 60. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, beim Symposium Current Problems of Modern Mineralogy gemeinsam veranstaltet von der Mineralogischen Gesellschaft der USSR und der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft sowie beim Symposium Bauverbände in Mineralstrukturen vom 5. bis 10. September 1982 in Marburg/Lahn. – *Fortschritte der Mineralogie, Beihefte*, **60.1**, 69, Stuttgart.
- EXNER, C.E. & KIRCHNER, E.C. (1982): Zum Chemismus einiger basischer Gesteine aus dem Flysch und Klippenraum. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15), Jahresbericht 1981, Nr. 3, 55–59, Leoben.
- KIRCHNER, E.C. (1983): Wagnerit-Neubildung in Gesteinseinschlüssen aus Gipsablagerungen von Webing, N Abtenau, Salzburg. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **128**, 29–31, Wien.

- AUGUSTIN-GYURITS, K., EPPENSTEINER, W., GASSER, H., KIRCHNER, E.C., KOLMER, M., KRZEMIAN, R., KURZWEIL, H., MÜLLER, H.W., SCHWAIGHOFER, B. & WIEDEN, P. (1983): Untersuchungen zur Genauigkeit semiquantitativer Aussagen auf röntgenographischem Wege zum Mineralbestand des frostkritischen Anteiles von Korngemischen. – Forschungsauftrag des Bundesministeriums für Bauten und Technik (Abteilung Straßenforschung), Wien. [non vid]
- WEBER, H., BRÜCKL, E., GERGER, W. & KIRCHNER, E.C. (1983): Erforschung der Lockergesteine und ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit in ausgewählten Gebieten des Bundeslandes Salzburg. Aufsuchung von Lockergesteinen für die wirtschaftliche Nutzung im Bereich Lungau. Abschlußbericht zur Projektstufe 1982. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016g/82, iii + 52 S., Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1984): Vorläufige Mitteilung über eine schichtgebundene Uranvererzung in der Wustkogelserie des Hüttwinkeltales (Rauris), Salzburg. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **120**, 19–21, Wien.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1984): Klüfte mit Danburit, Milarit, Bavenit u.a. bei Badgastein. – Mineralobserver, **10**, 145–146, Salzburg.
- BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, E.C., KRACHER, A. & KURAT, G. (1985): Der Meteorit von Ybbsitz: Petrologie und Mineralchemie. Mit einem Anhang über die Probenverteilung zur internationalen Studie. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A, **87**, 11–20, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1986): Danburit aus dem Kötschachtal bei Badgastein, Österreich. – Lapis, **11/11**, 16, München.
- KIRCHNER, E.C. (1987): Die Mineral- und Gesteinsvorkommen in den Gipslagerstätten der Lammermasse, innerhalb der Hallstattzone, Salzburg. – Naturwissenschaftliche Forschung in Salzburg (Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. Mag. Eberhard Stüber, Direktor des Hauses der Natur und Landesumweltanwaltschaft). – Haus der Natur Jahresbericht, Nr. **10**, 156–167, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. & BERGMAIR, M. (1987): Ein Salzsandstein aus dem Untergrund SW Ischl. – Referate der Vorträge und Poster: 65. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft vom 13. bis 18. September 1987 in Clausthal-Zellerfeld. – Fortschritte der Mineralogie, Beihefte **65.1**, 87, Stuttgart.
- KIRCHNER, E.C. (1988): Isokit von Werfen Salzburg. – Mineralogisches Archiv Salzburg, **1**, 12, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1988): Smaragd vom Untersulzbachtal. – Mineralogisches Archiv Salzburg, **1**, 4, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1989): Langzeitverhalten der Kontamination durch das aus dem Reaktorunfall Tschernobyl stammende Radiocäsium in Almböden. – Bericht, Institut für Mineralogie (Forschungsauftrag des Bundeskanzleramtes), 19 S., Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1989): Vulkanite der Hallstätter Zone: Zusammenfassung bisheriger Datenmaterials mit Hinweis zu ihrer Platznahme. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **134**, 116, Wien.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1989): Der nördliche Pongau und der südliche Tennengau mit seinen Mineralvorkommen. – In: HÖRMANN, F. (Red.): Schätze der Berge. Minerale – Erze – Fossilien. – Schriftenreihe des Museumsvereines Werfen, **VI**, 55–83, Salzburg.
- KANDUTSCH, G. & KIRCHNER, E.C. (1989): Quartz from alpine fissures as index mineral of metamorphism within the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria. – Fifth meeting of the European Union of Geosciences (EUG), Biennial Meeting Strasbourg. – Terra Abstracts, **1.1**, 312, Oxford.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, E.C., MOSER, B. & POSTL, W. (1989): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII. – Carinthia II, **99**, 231–269, Klagenfurt.
- KIRCHNER, E.C. (1990): Langzeitverhalten der Kontamination durch das aus dem Reaktorunfall Tschernobyl stammende Radiocäsium in Almböden. – Forschungsauftrag des Bundeskanzleramtes sowie der Salzburger Landesregierung, ? S., Salzburg. [non vid]
- KIRCHNER, E.C. (1990): Mineralparagenesen in Zerrklüften der Hohen Tauern, im Besonderen im „Salzburger Anteil des Nationalparks Hohe Tauern“. Beiträge zur Mineralogie Salzburgs. – Mineralogisches Archiv Salzburg, **2**, 31–32, Salzburg.
- BERNROIDER, M., KIRCHNER, E.C., LENGAUER, C.L., LOTTERMOSER, W. & AMTHAUER, G. (1990): Kristallchemie und Farbe der Epidote der Knappenwand. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **135**, 12, Wien.
- LENGAUER, C.L., KIRCHNER, E.C. & BRANDSTÄTTER, F. (1990): Strontiumhaltige Aragonite und Calciumhaltige Strontianite. Chemismus und kristallographische Daten. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **135**, 51, Wien.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KANDUTSCH, G., KIRCHNER, E.C., MOSER, B. & POSTL, W. (1990): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXIX. – Carinthia II, **100/1**, 245–288, Klagenfurt.

#### 1991–2000

- KIRCHNER, E.C. & NIEDERMAYR, G. (1991): Mineralogisch-werkstoffkundliche Exkursion nach Kärnten. – In: ALTHAUS, E. (Red.): Exkursionsführer: Gemeinschaftstagung der Deutschen und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaften vom 5. bis 15. September 1991 in Salzburg. – Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, **1991**, Beiheft 2, 111–130, Stuttgart.
- RUTTNER, A.W., BRANDNER, R. & KIRCHNER, E.C. (1991): Geology of the Aghdarband Area (Kopet Dag, NE-Iran). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **38**, 7–79, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1992): Beiträge zur Mineralogie der Hohen Tauern. – Mineralogisches Archiv Salzburg, **3**, 63–64, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C., PEER, T. & LETTNER, H. (1992): Langzeitverhalten von Radiocäsium in Almböden Salzburgs. – Endbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-U-005/91, 35 S., Salzburg.
- KIRCHNER, E.C., PEER, T., KURTZ, P., PINTARIC, M. & NEUMAYR, E. (1992): Langzeitverhalten von Radiocäsium in Almböden Salzburgs. – Forschungsbericht Institut für Mineralogie (im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung), 154 S., Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (1993): Mineralogie im Nationalpark Hohe Tauern. – Nationalparkforschungen an der Universität Salzburg. – Salzburger Geographische Materialien, **19**, 39–41, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. & PEER, T. (1993): Forschungsprojekt über das Langzeitverhalten von Radiocäsium in Almböden des Nationalparks Hohe Tauern. – Nationalparkforschungen an der Universität Salzburg. – Salzburger Geographische Materialien, **19**, 43–44, Salzburg.
- SLUPETZKY, H., WEISSENBOCK, P., PEER, T. & KIRCHNER, E.C. (Hrsg.) (1993): Nationalparkforschungen an der Universität Salzburg – Informationstagung am 20.11.1991. – Salzburger Geographische Materialien, **19**, 1–94, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. & KIESL, W. (1994): Disrupted volcanic rocks within metasedimentary rocks of permotriassic age in Austria. – International Volcanological Congress of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) Ankara 1994, Special Publications no. 2, ?, Ankara. [non vid]
- PERKO, C. & KIRCHNER, E.C. (1994): Clay minerals in soils from Vulcano, Eolian Island, Italy. – International Volcanological Congress of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) Ankara 1994. – Special Publications no. 2, ?, Ankara. [non vid]
- KIRCHNER, E.C. (1996): Nachruf Eberhard Clar 1904–1995. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 369–376, Wien.

- NEUMAYR, E. & KIRCHNER, E.C. (1996): Vergleich des Langzeitverhaltens radioaktiver Caesiumisotopen und deren Bindung an Tonminerale in Böden des Alpenvorlandes sowie des Alpinbereichs im Bundesland Salzburg. – MinPet '96: Gemeinschaftstagung der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft (SMPG) und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (ÖMG) 23. bis 28. September 1996 in Schwaz/Tirol. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 163–164, Wien.
- EGGER, H., BICHLER, M., HOMAYOUN, M., KIRCHNER, E.C. & SURENIAN, R. (1996): Spätpaleozäne Bentonite aus der Gosau-Gruppe des Untersberg-Vorlandes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139/1**, 13–20, Wien.
- HASENBERGER, K., KANDUTSCH, G., HÖCK, V. & KIRCHNER, E.C. (1996): Neue Ergebnisse über alpine Klüfte im östlichen Tauernfenster (Zusammenhang von Paragenesen, Nebengestein und Kluftrichtung und mikrothermometrischen Daten aus Kluffquarzen). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **141**, 106–107, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1997): Geowissenschaften. – In: PILSL, P. & BAUCH, K. (Red.): Naturwissenschaftliche Bibliographie über den Salzburger Anteil der Hohen Tauern. – Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, Sonderband **2**, 41–269, Neukirchen am Großvenediger.
- KIRCHNER, E.C. & STRASSER, A. (1997): Titanminerale im Land Salzburg, Sonderschau des Heimatmuseums Bramberg, Land Salzburg, Österreich. – 16 S., Bramberg (Heimatmuseum).
- EGGER, H., BICHLER, M., DRAXLER, I., HOMAYOUN, M., HUBER, H.J., KIRCHNER, E.C., KLEIN, P. & SURENIAN, R. (1997): Mudturbidites, Black Shales and Bentonites from the Paleocen/Eozen Boundary: the Anthering Formation of the Rhenodanubian Flysch (Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/1**, 29–45, Wien.
- HASENBERGER, K., KANDUTSCH, G. & KIRCHNER, E.C. (1997): What are the reasons for different habits of quartz crystals from alpine fissures of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria)? Microthermometry – what can it contribute to an explanation? – Poster, XIV ECROFI (European current research on fluid inclusions, Biennial symposium) Nancy, July 1–4, 1997, Nancy.
- WEBER, L. (Hrsg.) mit Beiträgen von CERNY, I., EBNER, F., EICHHORN, R., FETTWEIS, G.B.L., FRANK, W., GÖD, R., GÖTZINGER, M.A., GRÄF, W., GÜNTHER, W., HÖLL, R., KIRCHNER, E.C., KÖPPEL, V., MALI, H., MELCHER, F., PAAR, W.H., PROCHASKA, W., RAITH, J.G., RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F., SCHROLL, E., SCHULZ, O., SEEMANN, R., SPIELER, A., STERK, G., TUFAR, W., VAVTAR, F. & WEISS, A. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 607 S., Wien.
- KIRCHNER, E.C., FORCHER, K. & KANDUTSCH, G. (1998): Mineralparagenesen in Zerklüften der Hohen Tauern, im besonderen im Salzburger Anteil des Nationalparks Hohe Tauern: Bericht für das Jahr 1998. – Bericht des Hauses der Natur, Abteilung für Erdwissenschaften, 21 + 10 S., Salzburg.
- HASENBERGER, K., KIRCHNER, E.C., MUSSO, M. & ASENBAUM, A. (1998): Neue Daten zur Genese des Blauquarzes vom Grabenbach, Golling, Salzburg. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 296–298, Wien.
- KANDUTSCH, G., HASENBERGER, K. & KIRCHNER, E.C. (1998): Neue Daten zur Genese alpiner Zerklüfte. – Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, **4**, 7–17, Salzburg.
- LENGAUER, C.L., GIESTER, G. & KIRCHNER, E.C. (1998):  $\text{Cu}_{10}(\text{AsO}_4)_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , ein neues Mineral aus Leogang, Salzburg. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 325–327, Wien.
- UHLIR, C.F., HASENBERGER, K. & KIRCHNER, E.C. (1998): Red and violet gahnite (spinel) occurrences in Ganesh Himal (central Nepal): their chemistry, inclusions and microthermometry. – Journal of Nepal Geological Society, **17**, 29–35, Kathmandu.
- WINKLER, W., KIRCHNER, E.C., MUSSO, M. & ASENBAUM, A. (1998): Ramanspektroskopische Anwendungen in der Edelsteinkunde. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 394–397, Wien.
- WINKLER, W., KIRCHNER, E.C., MUSSO, M. & ASENBAUM, A. (1998): Untersuchungen an fossilen und rezenten Harzen mittels Raman-Spektroskopie. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 398–401, Wien.
- KIRCHNER, E.C. (1999): Akmitführende Magnesitkonkretionen in der Gipslagerstätte Wienern/Grundlsee, Steiermark. – Referate der Vorträge und Poster (77. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Rahmen der MinWien 1999 vom 28. August bis 1. September 1999 in Wien). – Beihefte zum European Journal of Mineralogy, **11.1**, 122, Stuttgart.
- KIRCHNER, E.C. (1999): Mineralogische Besonderheiten aus österreichischen Gipslagerstätten. – Festschrift 30 Jahre Vereinigung Steirischer Mineraliensammler (VStM). – Der Steirische Mineralog, **13**, 8–9, Graz.
- KIRCHNER, E.C. (2000): Realgar in Metasedimenten der Lammermasse. – Mineralogisches Archiv Salzburg, **8**, 155–157, Salzburg.
- WINKLER, W., KIRCHNER, E.C., MUSSO, M. & ASENBAUM, A. (2000): Maturation processes of natural resins – a possible way of illustration. – In: RAMMLMAIR, D., MEDERER, J., OBERTHUR, T., HEIMANN, R.B. & PENTINGHAUS, H. (Eds.): Applied mineralogy in Research, Economy Technology, Ecology and Culture, Vol. 2. – Proceedings of the 6<sup>th</sup> international congress on applied mineralogy ICAM 2000, July 17–19, 2000, Göttingen, 939–942, Rotterdam (Balke-ma).
- WINKLER, W., MUSSO, M., KIRCHNER, E.C. & ASENBAUM, A. (2000): Raman spectroscopic documentation of maturation processes in natural resins. – In: LIPPITSCH, M.E. (Ed.): 50. Jahrestagung der Oesterreichischen Physikalischen Gesellschaft (Graz, 25.–29. September 2000), Abstracts, 217, Graz.
- WINKLER, W., MUSSO, M., KIRCHNER, E.C. & ASENBAUM, A. (2000): Raman spectroscopic documentation of maturation processes in natural resins. – In: ZHANG, S.-L. & ZHU, B.-F. (Eds.): Proceedings of the Seventeenth International Conference on Raman Spectroscopy, August 20–25, 2000 Beijing/China, 642–643, Chichester (Wiley & Sons).

## 2001–2016

- WINKLER, W. & KIRCHNER, E.C. (2001): Petrographical data on the Lower Cretaceous fossil resin deposit, Golling/Salzburg. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **146**, 320–322, Wien.
- WINKLER, W., KIRCHNER, E.C., ASENBAUM, A. & MUSSO, M. (2001): FT-Raman, FT-IR and normal-mode analysis of carcinogenic polycyclic aromatic hydrocarbons. Part II – A theoretical study of the transition states of oxygenation of benzo(a)pyrene (BaP). – Journal of Raman Spectroscopy, **32/1**, 53–58, Chichester.
- WINKLER, W., KIRCHNER, E.C., ASENBAUM, A. & MUSSO, M. (2001): A Raman spectroscopic approach to the maturation process of fossil resins. – Journal of Raman Spectroscopy, **32/1**, 59–63, Chichester.
- KIRCHNER, E.C., FORCHER, K. & KANDUTSCH, G. (2002): Mineralparagenesen in Zerklüften der Hohen Tauern, im besonderen im Salzburger Anteil des Nationalparks Hohe Tauern: Bericht für das Jahr 2002. – Bericht des Hauses der Natur, 19 S., Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (2003): Mineralogische Besonderheiten aus einem Teil der österreichischen Gipslagerstätten. Exceptional mineralogy within a part of Austrian gypsum mines. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts (Begleitband zur Tagung Erde-Mensch-Kultur-Umwelt, 28.–31. August 2003 Gmunden, Österreich). – Gmündner Geo-Studien, **2**, 329–336, Gmunden.



- WINKLER, W., MUSSO, M. & KIRCHNER, E.C. (2003): Fourier transform Raman spectroscopic data on the fossil resin sieburgite. – *Journal of Raman Spectroscopy*, **34**/2, 157–162, Chichester.
- LENGAUER, C.L., GIESTER, G. & KIRCHNER, E.C. (2004): Leogangite,  $\text{Cu}_{10}(\text{AsO}_4)_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from the Leogang mining district, Salzburg province, Austria. – *Mineralogy and Petrology*, **81**, 187–201, Wien.
- STRASSER, A. & KIRCHNER, E.C. (2006): Minerale aus einem Alkali-Basalt-Differentiat vom Risco Famara, Lanzarote, Kanarische Inseln. – *Der Aufschluss*, **57**, 335–338, Heidelberg.
- KIRCHNER, E.C. (2007): Skorodit von der Kampriesenalm, eine Ergänzung. – *Mineralogisches Archiv Salzburg*, **12**, 250, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C., MRAZEK, R. & WIMMER, H. (2007): Neue Mineralfunde von einer Bergbauhalde Radhausberg Süd (Weissental) Kreuzkogel. – *Mineralogisches Archiv Salzburg*, **12**, 251–254, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C., TOPA, D. & SIMONSBERGER, P. (2011): Fulgurit vom Brennkogel, Salzburg. – *Mineralogisches Archiv Salzburg*, **14**, 297–304, Salzburg.
- SLUPETZKY, H. & KIRCHNER, E.C. (2011): Magnetit als massives Erz aus dem Ödenwinkel, Stubachtal (Hohe Tauern). – *Mineralogisches Archiv Salzburg*, **14**, 292–297, Salzburg.
- KIRCHNER, E.C. (2016): Wege zur Quelle – Vorwort von Elisabeth Kirchner. – In: IBETSBERGER, H., STEYRER, H.P. & HEJL, E. (Hrsg.): Wege zur Quelle – Natur- und Kulturerlebnisführer der Universität Salzburg, **4**, 5, München (Verlag Dr. Friedrich Pfeil).



## Ammonoid taxonomy of the Carnian Polzberg *Konservat-Lagerstätte* in Austria

ALEXANDER LUKENEDER<sup>1</sup> & PETRA LUKENEDER<sup>2</sup>

4 Text-Figures, 5 Plates

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
71 Ybbsitz / NL 33-02-04 Gaming

Ammonoids  
Taxonomy  
Biostratigraphy  
Carnian  
Upper Triassic  
Tethyan Realm

### Content

Abstract	27
Zusammenfassung	28
Introduction	28
Geological Setting	28
Material and Methods	29
Taxonomic composition	30
Systematic Palaeontology	32
Parataxonomy	37
Biostratigraphy and Chronostratigraphy	38
Taphonomy of the ammonoid fauna	38
Discussion	39
Conclusions	40
Acknowledgements	40
Author contribution	40
Competing interests	40
Funding	40
References	41
Plates	45

### Abstract

Although known for 150 years, the lower Carnian ammonoid fauna from the Polzberg *Konservat-Lagerstätte* (Lower Austria) has not previously been taxonomically described in detail. We here describe a new ammonoid fauna from the Northern Calcareous Alps in Austria, revealed by intensive sampling of a calcareous–argillaceous transition interval of the lowermost fossiliferous Reingraben Shales. A c. 4 m-thick section provided a rare opportunity to sample the impoverished ammonoid fauna across the Carnian Pluvial Episode (CPE), allowing a thorough taxonomic revision. The main faunal element (more than 10,000 specimens) within the cephalopods is the trachyceratid genus *Austrotrachyceras* reported in detail from the Northern Calcareous Alps for the first time. *Austrotrachyceras minor*, *Paratrachyceras haberfellneri*, *Carnites floridus* and *Simonyceras simonyi* occur in this section, directly above the black, organic-rich, laminated Göstling member of the Lunz Nappe, and were deposited during the CPE, a major, worldwide climate crisis. The episode is characterised by the demise of carbonate platforms of the Reifling Formation, passing through the Göstling Member into the argillaceous deposits of the Reingraben Shales. Ammonoid taxa suggest an Early Carnian age, within the *Austrotrachyceras austriacum* Zone (*A. minor* Biozone), including members of the families Trachyceratitidae, Carnitidae and Ussuritidae. The dominant genera, *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras*, are accompanied by rare but characteristic *Carnites* and *Simonyceras*. The low-diversity ammonoid fauna indicates a basinal environment within the Reifling Basin, occasionally influenced by open marine input. We propose an intraplatform basinal habitat with restricted conditions as depositional area. These conditions form the prerequisite for the autochthonous deposition of the dominating trachyceratids, *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras*, and the rare but drifted larger ammonoids as *Carnites* and *Simonyceras*.

1 ALEXANDER LUKENEDER: Natural History Museum of Vienna, Geological and Paleontological Department, Burgring 7, 1010 Vienna, Austria, ORCID: 0000-0002-8384-3366. alexander.lukeneder@nhm-wien.ac.at  
2 PETRA LUKENEDER: Vienna Doctoral School of Ecology and Evolution, University of Vienna, Djerassiplatz 1, 1030 Vienna, Austria.

# Ammoniten-Taxonomie der karnischen Polzberg *Konservat-Lagerstätte* in Österreich

## Zusammenfassung

Obwohl schon seit 150 Jahren bekannt, wurde die früh-karnische Ammoniten-Fauna der Polzberg *Konservat-Lagerstätte* (Niederösterreich) bisher nicht im Detail taxonomisch beschrieben. Wir beschreiben hier eine neue Ammoniten-Fauna aus den Nördlichen Kalkalpen in Österreich, enthüllt durch intensive Aufsammlungen eines Überganges von kalkigen zu tonigen Bereichen der untersten fossilreichen Reingrabener Schiefer. Ein etwa 4 m mächtiger Abschnitt bietet dabei die rare Gelegenheit, eine verarmte Ammoniten-Fauna, abgelagert während der „Carnian Pluvial Episode“ (CPE), gründlich taxonomisch zu überarbeiten. Das faunistische Hauptelement (über 10.000) innerhalb der Cephalopoden ist die trachyceratide Gattung *Austrotrachyceras*, die hier erstmals im Detail aus den Nördlichen Kalkalpen beschrieben wird. *Austrotrachyceras minor*, *Paratrachyceras haberfellneri*, *Carnites floridus* und *Simonyceras simonyi* treten im untersten kalkigen Bereich der Reingrabener Schiefer direkt über dem schwarzen, organisch reichen und laminierten Göstling Member auf und wurden während der CPE, einer bedeutenden, weltweiten Klimakrise abgelagert. Dieser Abschnitt ist durch den Untergang von Karbonatplattformen der Reifling-Formation definiert, übergehend in das Göstling Member in die tonigen Ablagerungen der Reingrabener Schiefer. Die Ammoniten-Taxa zeigen ein früh-karnisches Alter innerhalb der *Austrotrachyceras austriacum* Zone (*A. minor* Biozone) an, beinhaltend die Familien Trachyceratitidae, Carnitidae und Ussuritidae. Die dominierenden Gattungen *Austrotrachyceras* und *Paratrachyceras* werden durch seltene, aber charakteristische Gattungen wie *Carnites* und *Simonyceras* begleitet. Die gering diverse Ammoniten-Fauna zeigt eine beckenähnliche Umwelt innerhalb des Reiflinger Beckens an, bei gelegentlichem Einfluss von offen marinen Bereichen. Wir schlagen ein Intraplattform-Becken mit eingeschränkten Bedingungen als Ablagerungsbereich vor. Diese Verhältnisse bilden die Voraussetzung für die autochthone Ablagerung der dominanten Trachyceraten wie *Austrotrachyceras* und *Paratrachyceras*, und der raren, größeren aber verdrifteten Ammoniten wie *Carnites* und *Simonyceras*.

## Introduction

Upper to Middle Triassic deposits, especially from the Anisian to Carnian stages, form a major element within the Lunz Nappe, one of the northernmost tectonic units of the Northern Calcareous Alps (NCA) of Lower Austria. The Polzberg area with the Reifling Formation, the Göstling Member and the fossiliferous Reingraben Shales has already been investigated by STUR (1874), KRYSSTYN (1991), LUKENEDER et al. (2020), LUKENEDER & LUKENEDER (2021, 2022a, b, 2023). Extensive systematic work on fossil fishes was done by GRIFFITH (1977) accompanied by data on a single dipnoi member with *Ceratodus sturii* (STUR, 1886; TELLER, 1891). FORCHIELLI & PERVESLER (2013) reported data on thylacocephalia from the historic Polzberg collections and SCHÄDEL et al. (2020) described isopods from the Polzberg area.

The Upper Ladinian to Lower Carnian section in the Polzberg ravine section displays a lithological change from pure carbonatic to argillaceous sedimentation (LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). The change in lithology mirrors the platform drowning at that time, corresponding to the worldwide Carnian Pluvial Episode (CPE). The CPE (BREDA et al., 2009; LUKENEDER et al., 2012; MUELLER et al., 2016; DAL CORSO et al., 2018, 2021; SIMMS & RUFFELL, 2018; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021) occurs at least Tethyan-wide with a huge platform and reef demise replaced by basinal restricted conditions. The facies change occurs at Polzberg area in all localities during the Lower Carnian at the Julian 1/Julian 2 boundary by a transition from bright grey slope to basinal, cherty limestones of the Reifling Formation into black, laminated, partly bituminous limestones with marl intercalations of the Göstling Member. Calcareous deposits are fully replaced by argillaceous deposits of the Reingraben Shales within the *Austrotrachyceras austriacum* Zone (*A. austriacum* Subzone, *A. minor* Biohorizon). The succession is the local expression of the otherwise worldwide beginning of the CPE at the sections around Polzberg area and in the area from Grossreifling to the easternmost boarder of the NCA. Facies, microfacies and fabric change from open platform conditions, passing from deeper shelf and slope conditions, to finally occasionally open marine-influenced basinal conditions.

The enhanced humidity during the CPE caused an enormous siliciclastic input from the surrounding land masses into shelf areas along the entire northwestern branch of the Tethys (i.e. Meliata Ocean) and specifically argillaceous sediments accumulated in the Reifling Basin (TOLLMANN, 1976; AIGNER & BACHMANN, 1992; HORNUNG & BRANDNER, 2005). Subsequently reefs and carbonate platform ecosystems were harmed by the sediment coverage and turbidly water masses and the calcareous deposits vanish (HORNUNG & BRANDNER, 2005; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). During this time, the deposits comprising the mono- to pauci-specific ammonoid assemblage around Polzberg originated within the Reifling intraplatform basin in the Austroalpine region on the eastern end of the Mediterranean System (STAMPFLI & BOREL, 2002; STAMPFLI et al., 2002; LUKENEDER et al., 2012; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a).

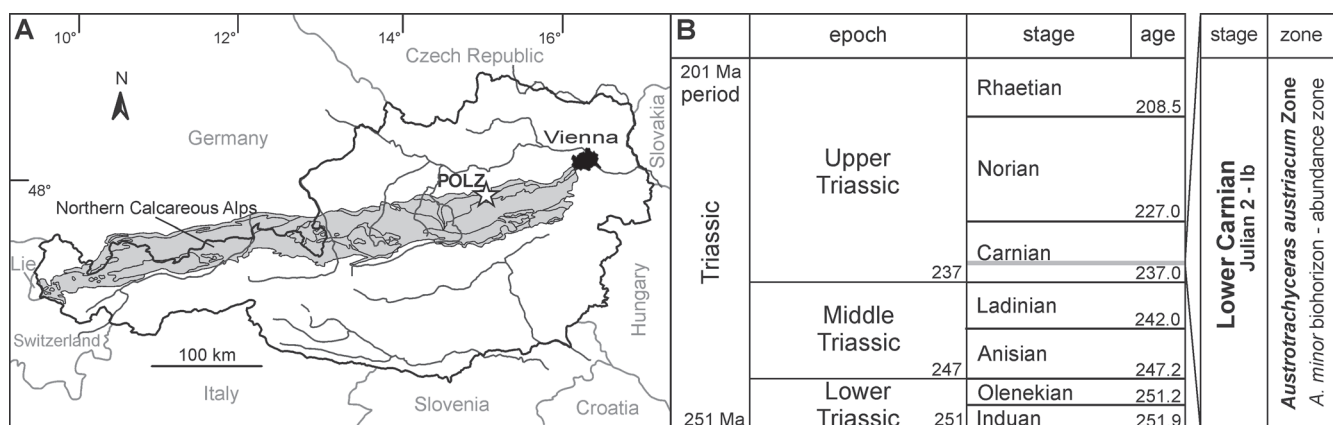
The Polzberg section is a key-section for detailed investigations of an ammonoid assemblage affected by these major environmental changes. Comparable Upper Triassic ammonite assemblages from the Tethyan Realm and North America were reported by KRYSSTYN (1973, 1978, 1980, 1982, 1991), TATZREITER (1982), TOZER (1971, 1980, 1981, 1984, 1994), BALINI & JENKS (2007), and BALINI et al. (2000, 2007) summarised by LUKENEDER & LUKENEDER (2015).

The Julian substage is dominated by the Trachyceratinae (especially *Trachyceras* and *Austrotrachyceras*) and Sirenitinae (e.g. *Sirenites*), subsequently marked by a major faunal incision and crisis in numerous trachyceratid members at the base of the Tuvanian.

The main aim of the present work is to describe in detail for the first time the important ecological harmed ammonoid assemblage from a *Konservat-Lagerstätte* deposited during the Lower Carnian worldwide CPE.

## Geological Setting

The outcrop at Polzberg (Polzberggraben ravine) is situated on the western slope of Mount Schindelberg (1,066 m; STUR, 1874, 1886; TELLER, 1891; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a, b), 4 km northeast of Lunz am See in Low-



Text-Fig. 1.

A: Indicated geographical position of the section Polzberg (POLZ) in the Northern Calcareous Alps (Lunz Nappe, Austria), adapted after LUKENEDER & LUKENEDER (2021: Fig. 1). B: Biostratigraphy of the Polzberg locality with the exact position of the Lower Carnian (Julian 2) Polzberg *Konservat-Lagerstätte* deposits marked by grey line, adapted after LUKENEDER & LUKENEDER (2021: Fig. 2). Lie = Liechtenstein.

er Austria (Lunz Nappe, NCA; geological map 1:50,000, sheet 71 Ybbsitz, RUTTNER & SCHNABEL, 1988, and sheet 72 Mariazell, BAUER & SCHNABEL, 1997; Text-Fig. 1). Steep and weathered ravine walls at the western slope of the Polzberg ravine (25° towards WNW; i.e. 290°–300°) within the Lunz Nappe, about 4.5 km southeast from Gaming, in the vicinity of the lake Lunzer See. The section crops out near the small villages of Lunz am See and Gaming with the exact position of the fossiliferous locality determined by GPS (global positioning system): N 47°53'4.98" and E 15°4'28.15". The Polzberg section is approximately at 710 m above sea level. Tectonically, the area around the locality is part of the Lunz Nappe (RUTTNER & SCHNABEL, 1988; BAUER & SCHNABEL, 1997; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). The deposits of this section belong to two distinct lithological formations or members, comprising a deepening marine platform to basinal system. The deposits were part of the intraplatform basin, the Reifling Basin with the Polzberg Sub-Basin. The stratigraphically older Reifling Formation (Anisian to basal boundary of *Austrotrachyceras austriacum* Zone), the transitional Göstling Member (lowermost Carnian, *A. austriacum* Zone with *A. triadicum* Biohorizon) and the younger Reingraben Shales of restricted basinal facies (*A. austriacum* Zone with *A. minor* Biohorizon, LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a). The lowermost 3–4 m of the Reingraben Shales at this section bear the fossiliferous part with abundant and unimodally distributed ammonoids (Text-Fig. 2) from the lowermost sample/layer number Po -50 cm up to the topmost layer with Po 340 cm of the section (Text-Fig. 2). These argillaceous and fossiliferous deposits were formed during the CPE (MUELLER et al., 2016; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021).

## Material and Methods

All specimens described within this study were extensively collected from the Reingraben Shales at the section Polzberg. The recent material (n 4,953 fossils) was collected in 2021 during five field campaigns by the authors. Additional material (n > 500, not horizontalized) from the same site was collected by Birgitt and Karl Aschauer over the last two decades. Within the entire invertebrate fauna, the

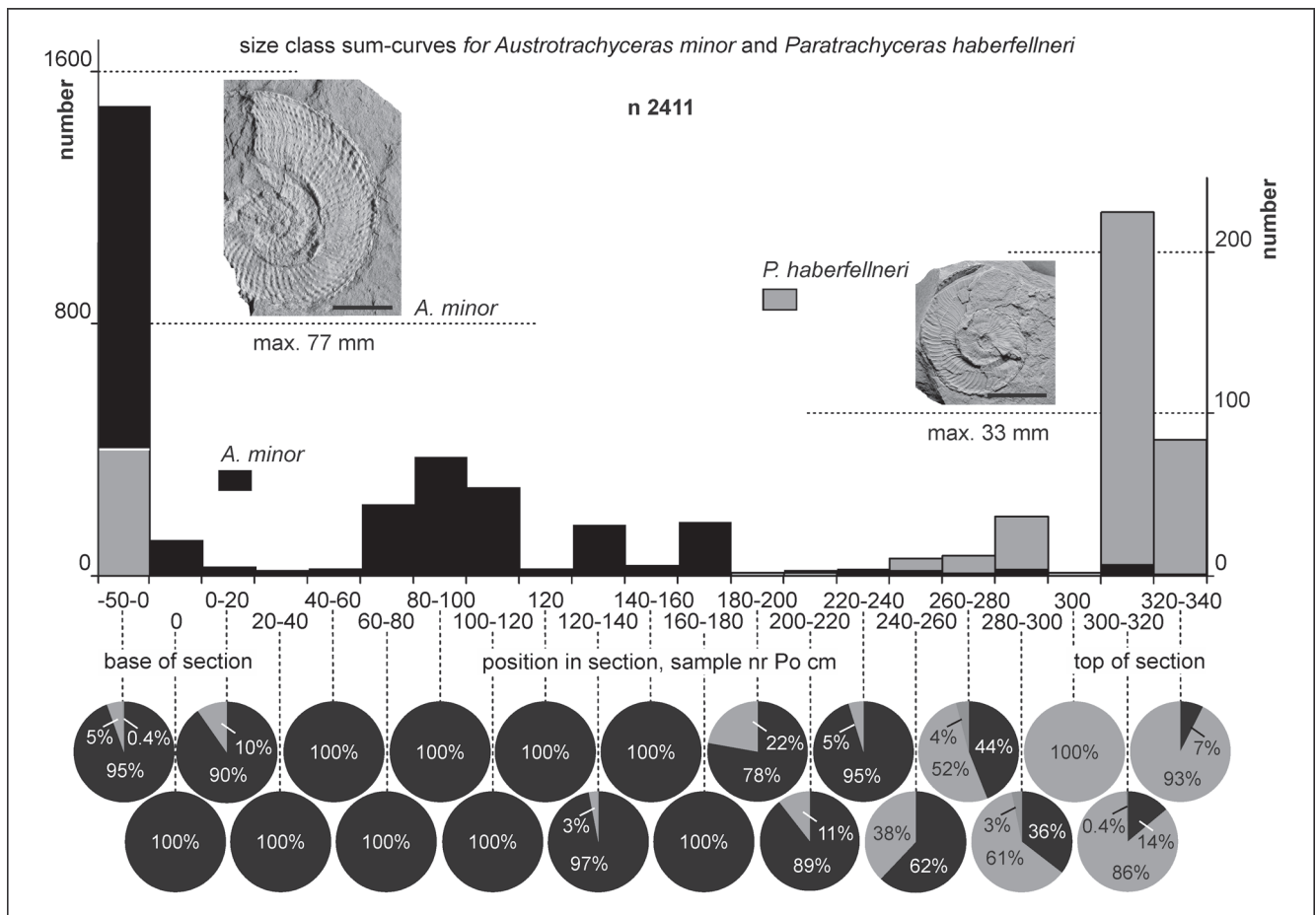
ammonoids dominate with 3,565 specimens comprising entire and fragmented specimens. Historical excavations were organised by the Geological Survey of Austria (GBA) in 1885 and the Natural History Museum Vienna (NHMW) in 1909. These historical collecting sites, today abandoned and collapsed mines were located at N 47°53'23.31" and E 15°4'45.80". The fossils (n 6,397 specimens) originated from the mining tunnels, were studied by the authors in detail (LUKENEDER & LUKENEDER, 2021) and are now correlated to the new fossils and section by recognition of the identical basal fossiliferous parts.

The ammonoids are well preserved, mostly with whitish primary aragonite shell. Only few specimens of the genera *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras* show suture lines.

The mono- to pauci-specific ammonoid assemblage consists of four genera and species *Austrotrachyceras minor*, *Paratrachyceras habereffneri*, *Carnites floridus* and *Simonyceras simonyi*. Measurements were done by using a vernier micrometre. For the investigation of smaller structures or details as shell composition SEM pictures were used. Thin sections were made to investigate different ammonoid shell structures and ontogenetical stages. Suture lines were additionally drawn by using coated images with ammonium chloride for enhanced visibility. Photographed specimens shown on Text-Figure 2 and Plates 1–5 were coated with ammonium chloride. Additional facies investigations were conducted under a dissecting microscope (Zeiss Discovery V20) with attached digital camera (AxioCam MRc5). Sectioning, thin sectioning and photography were done by the authors at the Natural History Museum in Vienna

The collected material is stored within the systematic type collection of the Geological-Palaeontological Department of the NHMW, Vienna (historical material NHMW 2012/0228/0001–2233 new material NHMW 2021/0123/0001–3565), and the taxonomically compared type material at the collection of the GeoSphere Austria (former Geological Survey of Austria, GBA).

**Statistical Methods:** In addition to conventional methods, we conducted box plot analyses, bivariate plots and corresponding size curves. For the statistical analyses the software package PAST was used.



Text-Fig. 2.

Bar plots with indicated median values and curves. Size classes curves and quantity versus section and corresponding sampling numbers (-50 cm to the top Po 340 cm) of the main ammonite genera *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras* from the Polzberg section. Note the different scales and labelling of the axes for the number of specimens, adapted for each genus. The lower half of the section dominated by *A. minor* (max. 77 mm in diameter; black bars) replaced by the smaller *P. haberfellneri* (max. 33 mm in diameter; grey bars). See also LUKENEDER & LUKENEDER (2022a). Pie charts showing percentage of *A. minor* (black), *P. haberfellneri* (light grey) and *Carnites floridus* (dark grey). Figured *A. minor* (NHMW 2021/0123/0167) and *P. haberfellneri* (NHMW 2021/0123/0173). Scale bars: 10 mm.

**Abbreviations:** B = maximum breadth, D = maximum diameter (entire specimens), H = maximum height, L = length, MS = maximum size (for fragments), ST = shell thickness, WH = whorl height, U = umbilical width, U/D = proportional umbilical width, H/D = proportional height, H/U = degree of involuement, mOF = measured original figure, NCA = Northern Calcareous Alps, SA = Southern Alps, NHMW = Natural History Museum Vienna, GBA = Geological Survey of Austria (since 2023 GeoSphere Austria), CPE = Carnian Pluvial Episode.

*A.* = *Austrotrachyceras*; *C.* = *Carnites*; *S.* = *Simonyceras*; *T.* = *Trachyceras*; *An.* = *Anaptychus*.

## Taxonomic composition

*Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras* ammonoid specimens (n 2,411, out of 3,565 ammonoid specimens) were measured (Text-Figs. 2, 3) from the Polzberg section (new collection in 2021) within the log of Po -50 cm up to Po 340 cm. 59 % of the entire fossils are within *Austrotrachyceras minor* and 9 % of *Paratrachyceras haberfellneri* (for other fossil groups see LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). Within the trachyceratids *A. minor* dominates with 87 % over *P. haberfellneri* with 13 %. The majority of shells found within the

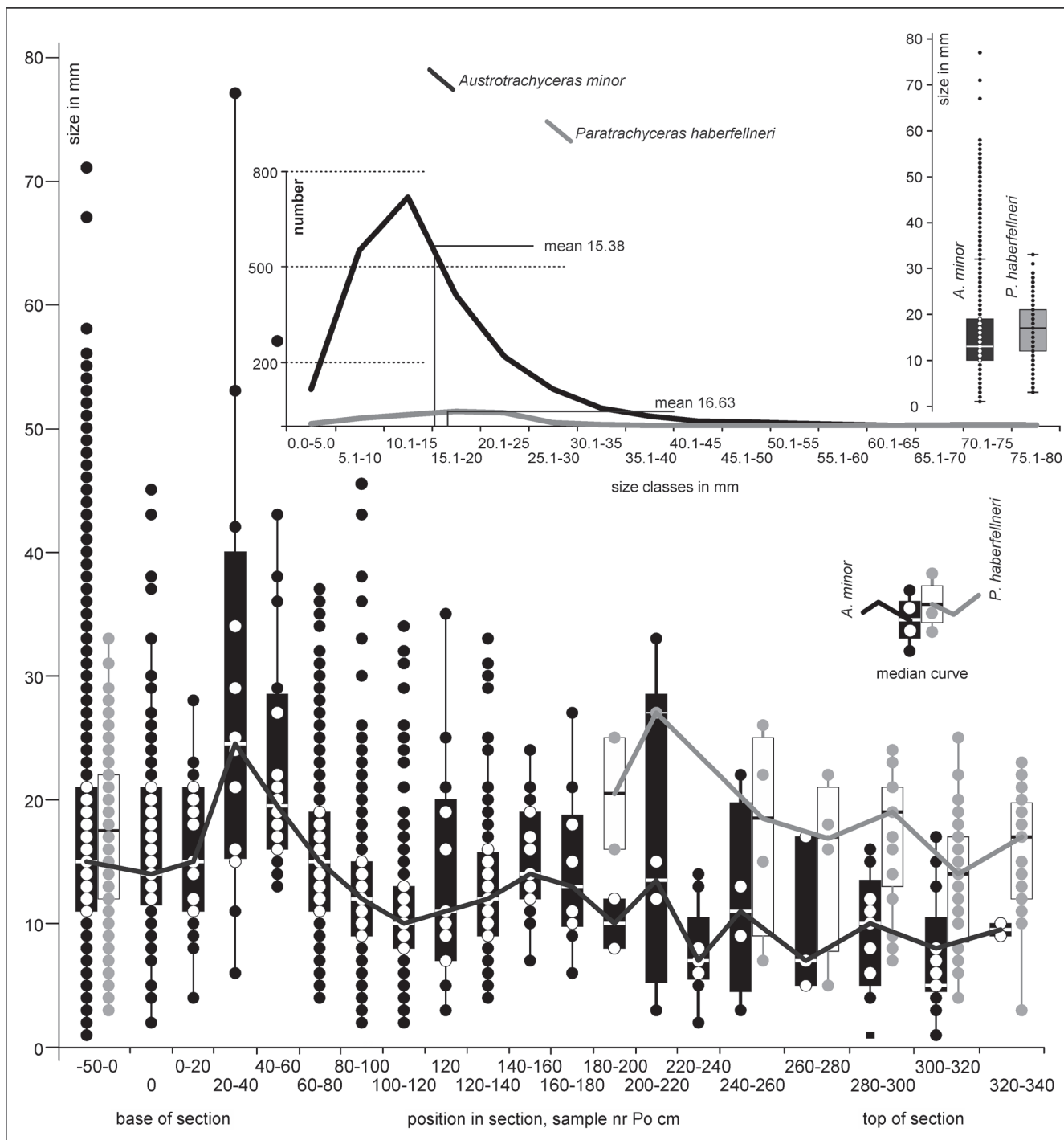
Polzberg ammonoid assemblage at the section Polzberg (new collections from 2021) are identified as the ammonoid species *A. minor* (mean 15.38 mm, max. 77 mm in diameter; Pls. 1, 2) and *P. haberfellneri* (mean 16.63 mm, max. 33 mm in diameter; Pl. 3). The accompanying cephalopod fauna consists of the ammonites *Carnites floridus* (fragment max. size 123 mm; Pl. 4) and *Simonyceras simonyi* (fragment max. size 260 mm; Pl. 5) along with frequent members of the belemnoid species *Phragmoteuthis bisinuata* (LUKENEDER & LUKENEDER, 2022b). The paucispecific assemblage is documented by the assignment of 87 % of the cephalopod shells to *A. minor*, accompanied by the rare additional ammonite, belemnoid and gastropod specimens (KIDWELL et al., 1986).

From Po -50–180 cm in the section *A. minor* is the dominant ammonite species with 95–100 % starting to be accompanied higher in the section from Po 180 cm onwards by 5–93 % of *P. haberfellneri*, in cases at Po 300 cm totally replaced by the new and smaller species with 100 %. The mean size values (max. diameter) differ only by 1.25 mm, but max. diameter sizes show a clear picture of twice the size in *A. minor* (77 mm vs. 33 mm). The enormous number of all, in details juvenile stages down to 1–2 mm, in *A. minor* compensates the few larger specimens. Morphological differentiation of the shell aperture, the ribbing style

show an adult stage of most determined specimens (except fragments) in both species. Mean and median values decrease in both species from the bottom to top of the Polzberg section (Text-Fig. 3) reflecting the adaptive strategies in these trachyceratids, dwarfing due to the ecological pressure and environmental restrictions. The adaptation in size is due to the limited oxygenation and hostile environmental conditions at the time of deposition in r-strategists or opportunistic species of the genus *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras*. *A. minor* appears with the max.

mean at Po 20–40 cm with 29.41 mm and the lowermost values at Po 220–240 cm with 7.66 mm. *P. haberfellneri* has its maximum value of 20.51 at Po 180–200 cm (27.0 at Po 200–220 is from a single specimen) and the minimum at Po 300–320 cm with 13.69 mm. The maxima of specimens appear in *A. minor* in size class 10.1–15.0 mm (n 753) and in *P. haberfellneri* from 15.1–20.0 mm (n 45; Text-Figs. 2, 3).

Comparable, the macrofauna of other localities (Grossau-graben, Lehen, Rehgraben, Saugraben, Scheiblingraben,



Text-Fig. 3. Size classes versus section and corresponding sampling numbers (Po -50 cm to the top Po 340 cm) of *A. minor* (black bars and curves) and *P. haberfellneri* (grey bars and curves) from the Polzberg section. *A. minor* (mean 15.39 mm) and *P. haberfellneri* (mean 16.63 mm) with detailed explanation of conch dimensions given in taxonomic composition. *A. minor* decreases in size up to the top of the section, gradually replaced by the constantly smaller *P. haberfellneri*. See upper right box plot for mean values and size ranges in *A. minor* and *P. haberfellneri*.

Schöckelreith; TRAUTH, 1948; KRYSSTYN, 1978, 1991), however not or badly exposed outcrops, show nearly the same assemblage composition as noticed at Polzberg. Besides the dominance of the nektonic ammonoid *Austrotrachyceras* in the water column, thin-shelled halobiid bivalves appear in rock forming mass-event beds (oxygen related), hence throughout the section, accompanied by frequent, small benthic gastropods and crustaceans.

## Systematic Palaeontology

### Order Ceratitida HYATT, 1884

#### Suborder Trachyceratina KRYSSTYN, 1978

#### Superfamily Trachyceratoidea HAUG, 1894

#### Family Trachyceratitidae HAUG, 1894

#### Subfamily Trachyceratinae HAUG, 1894

#### Genus *Austrotrachyceras* KRYSSTYN, 1978

- 1978 *Trachyceras* (*Austrotrachyceras* n. subgen.) KRYSSTYN, p. 68.  
 1991 *Austrotrachyceras* KRYSSTYN, p. 35.  
 1994 *Austrotrachyceras* TOZER, p. 4.  
 1994 *Trachyceras* (*Austrotrachyceras*) URLICHS, p. 39.  
 2007 *Austrotrachyceras* DOGUZHAEVA et al., p. 211.  
 2007 *Trachyceras* (*Austrotrachyceras*) HORNUNG et al., p. 277.  
 2013 *Austrotrachyceras* sp. FORCHIELLI & PERVESLER, p. 46.  
 2015 *Austrotrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 358.  
 2020 *Austrotrachyceras* LUKENEDER et al., p. 1.  
 2021 *Austrotrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2022a *Austrotrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2023 *Austrotrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.

**Type species:** *Trachyceras austriacum* MOJSISOVICS, 1893 (p. 677, Pl. 184, Fig. 1a, b), from red condensed cephalopod limestones of the Feuerkogel near the Röthelstein, Northern Calcareous Alps, Styria, Austria; holotype GBA 1893/001/0611/01.

**Remarks:** In accordance to the original description by KRYSSTYN (1978), the genus *Austrotrachyceras* was firstly described as subgenus and trachyceratid member of *Trachyceras* LAUBE, 1869. The genus *Austrotrachyceras* is characterised by a *Trachyceras*-like form (involute to moderately evolute coiling) bearing nodose ribs. The venter is externally interrupted by a broad furrow (sulcus in TOZER, 1994) accompanied on each side by two adjacent double rows of ventral tubercles located on the centralmost edges of the falcoid ribbing. In contrast to *Trachyceras*, the spiral double row tubercles appear directly on the opposite side without any angle on a straight line. In *Trachyceras* s. str. the ribbing ends with angle between 90° and 120° to the ventral furrow, identified as obtuse angle by URLICHS (1994). *Trachyceras* shows a row of double-pointed nodes, inclined and shifted toward the aperture, on both sides of the venter (KRYSSTYN, 1978). An additional feature for *Austrotrachyceras* was given in TOZER (1994) with feeble projection of growth lines and tubercle spirals on the venter. KRYSSTYN (1978)

introduced the *Austrotrachyceras austriacum* Zone as topmost ammonoid Zone of the Carnian Julian 2, with *A. austriacum* as type ammonoid species.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian, Julian 2, *Austrotrachyceras austriacum* Zone.

#### *Austrotrachyceras minor* (MOJSISOVICS, 1893)

(Pl. 1, Figs. A–O; Pl. 2, Figs. A–N)

- 1874 *Trachyceras aon* MÜNSTER; STUR, p. 273.  
 \*1893 *Trachyceras triadicum* var. *minor* MOJSISOVICS, p. 682, Pl. 186, Figs. 1–3.  
 1935 *Trachyceras austriacum* MOJSISOVICS; TRAUTH, p. 471.  
 1935 *Trachyceras triadicum* MOJSISOVICS; TRAUTH, p. 471.  
 1948 *Trachyceras triadicum* MOJSISOVICS; TRAUTH, p. 39, 73, 87, Pl. 12, Fig. 4.  
 1976 *Trachyceras triadicum* MOJSISOVICS; TOLLMANN, p. 136.  
 1976 *Trachyceras austriacum* MOJSISOVICS; TOLLMANN, p. 136.  
 1978 *Trachyceras* (*Austrotrachyceras* n. subgen.) *triadicum* MOJSISOVICS, 1893; KRYSSTYN, p. 70, Pl. 5, Fig. 7.  
 1991 *Austrotrachyceras minor*; KRYSSTYN, p. 37, Text-Figs. 11, 12.  
 2007 *Austrotrachyceras* sp.; DOGUZHAEVA et al., p. 211, Text-Fig. 11A, D.  
 2008 *Trachyceras* (*Austrotrachyceras*) *austriacum*; HORNUNG, p. 113, Text-Figs. 9j, k.  
 2020 *Austrotrachyceras austriacum*; LUKENEDER et al., p. 2, Text-Figs. 4A–F.  
 2021 *Austrotrachyceras minor*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1, Text-Figs. 2B, 3A.  
 2022a *Austrotrachyceras minor* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2023 *Austrotrachyceras minor* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 2.

**Material from Polzberg:** 2,251 specimens from the lowermost three metres of the Reingraben Shales at Polzberg, Polzberggraben, from sequence Po -50 cm to Po 320 cm (Text-Figs. 2, 3): NHMW 2021/0123/0001–2251.

**Measurements:** NHMW 2012/0228/1926, D: 91 mm, U: 25 mm, WH: 39, U/D: 0.27, H/D: 0.42, H/U: 1.56 (Pl. 1, Fig. A); NHMW 2012/0228/1890, max. S: 62 mm (Pl. 1, Fig. B); NHMW 2012/0228/2225, D: 78 mm, U: 11 mm, H: 36 mm, U/D: 0.14, H/D: 0.46, H/U: 3.27 (Pl. 1, Fig. C), D: 37 mm, U: 7 mm, H: 18 mm, U/D: 0.19, H/D: 0.49, H/U: 2.57 (Pl. 1, Fig. C same specimen); NHMW 2012/0228/1855, D: 60 mm, U: 10 mm, H: 27 mm, U/D: 0.17, H/D: 0.30, H/U: 2.7 (Pl. 1, Figs. D, E); NHMW 2012/0228/1927, D: 56 mm, U: 6 mm, H: 28 mm, U/D: 0.11, H/D: 0.50, H/U: 4.67 (Pl. 1, Figs. F, G); NHMW 2012/0228/1856, D: 42 mm, U: 9 mm, H: 19 mm, U/D: 0.21, H/D: 0.45, H/U: 2.11 (Pl. 1, Figs. H, I); NHMW 2021/0123/0131, D: 56 mm (Pl. 1, Fig. J); NHMW 2021/0123/0167, D: 37 mm (Pl. 2, Fig. A); NHMW 2021/0123/0140, D: 25 mm, U: 5 mm, H: 12 mm, U/D: 0.20, H/D: 0.48, H/U: 2.40 (Pl. 2, Fig. B); NHMW 2021/0123/0132, D: 38 mm (Pl. 2, Fig. C); NHMW 2021/0123/0141, D: 28 mm (Pl. 2, Fig. D); NHMW 2012/0228/2227, D: 25 mm (max. 42 mm), U: 4 mm, H: 14 mm, U/D: 0.16, H/D: 0.56, H/U: 3.50 (Pl. 2, Figs. E, F); NHMW 2012/0228/1730, D:



18 mm (Pl. 2, Fig. G); NHMW 2012/0228/1836, D: 20 mm (Pl. 2, Fig. H); NHMW 2012/0228/1861, D: 19 mm (Pl. 2, Fig. I); NHMW 2021/0123/0168, D: 12 mm (Pl. 2, Fig. J); NHMW 2012/0228/2226, D: 14 mm, U: 2 mm, H: 8 mm, U/D: 0.14, H/D: 0.57, H/U: 4.00 (Pl. 2, Figs. K–N).

**Description:** Mesodome shells with generally moderate involute whorls, almost straight flanks, with a narrow umbilicus (Pls. 1, 2). The venter bears a broad and deep furrow, which is bordered by two coarse, spirally arranged external double-tubercle-rows. Radial ribs are slightly sinuously curved on flanks, but appear with an adapical bow (proverse towards aperture) at the upper third of the flanks. Up to a D of approx. 25–30 mm, ribs are coarse and strong, stronger than spiral ribs. Ribbing starts at umbilical shoulder. In juveniles stages up to 30 mm in D tuberculation is strong, pointed and uniform. On earliest whorls of WH 2–3 mm 4–5 tubercles appear on every single rib, at WH 4–5 mm with 10–12 tubercles, at WH 10–14 mm with heterogeneous (pointed and radially elongated) and weakening 10–14 tubercles, at D of 18–20 mm approx. 14–16 elongated tubercles on stronger spiral ribs, starting from swollen umbilical tubercles. Irregular bifurcation occurs in juveniles at the umbilical shoulder, in adult stages on body chamber stronger sinuously curved finer radial ribs on flanks, stronger spiral ribbing, at D of 28–35 mm approx. 14–16 spiral rows of elongated tubercles. As described from the type material (MOJSISOVICS, 1893) for *Austrotrachyceras minor* ribs start to become more distinct, finer and heavily crowded from at different ontogenetical stages of shells, mostly two times on a single whorl in adults, the second time near or at the final third of the body chamber (Pl. 1). These morphological crowding intervals appear with very fine and elongated tuberculation; crowded intervals are of 2–3 cm breadth approx. with double number of radial ribbing than normal ribbing phases. The external smooth furrow is bordered by two external tubercle-lines; the external double row tubercles show wider interspace to the next double row on outer flank in adults. Double spiral rows with wider interspacing are a characteristic feature in adult specimens. Spiral tubercle-lines from umbilicus to mid-flank are equally spaced, whereas on the outer flank and venter the tubercle lines are arranged in double rows of tubercles. Tubercles on the ventral double rows appear on adult stages as fine, spirally elongated ridges. On adult stages and body chambers fine growth lines are intercalated throughout. Suture line is trachyceratid (ammonitic) with single-pointed lobes on lower flank (Pl. 2, Figs. F, L–N), three-pointed lateral lobes, ventral straight saddle bordered by deep and acute ventral lobes.

**Discussion:** The specimens from Polzberg resemble mostly the type material from the Feuerkogel in the Northern Calcareous Alps from Austria described by MOJSISOVICS (1893: p. 683, Pl. 186, Figs. 1–3) as *Trachyceras triadicum* var. *minor* being a member of the “*Trachycerata duplica*” morphogroup. According to MOJSISOVICS (1893) *Austrotrachyceras minor* is comparable to *Austrotrachyceras austriacum* but differs in whorl section as *A. minor* has straighter flanks with slightly sigmoidal ribbing. As originally described by MOJSISOVICS (1893: p. 683) the periodical crowding of radial ribbings distinguishes *A. minor* from all other members of *A. triadicum*.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian, Julian 2, *Austrotrachyceras austriacum* Zone, *Austrotrachyceras minor* Biohorizon.

**Regions:** Bakony Mountains, Hungary (MOJSISOVICS, 1893); Feuerkogel, NCA, Austria (MOJSISOVICS, 1893; KITTL, 1903; GEYER, 1915, KRYSSTYN, 1978); Polzberg, NCA, Austria (KRYSSTYN, 1978, 1991; LUKENEDER et al., 2020; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a).

### Genus *Paratrachyceras* ARTHABER v., 1915a

- 1915a *Paratrachyceras* ARTHABER v., p. 136.  
1915b *Paratrachyceras* ARTHABER v., p. 57.  
1915 *Paratrachyceras* DIENER, p. 366.  
1948 *Trachyceras* (*Paratrachyceras*) TRAUTH, p. 37, 39.  
1951 *Paratrachyceras* SPATH, p. 42.  
1957 *Trachyceras* (*Paratrachyceras*) ARKELL et al., p. L158.  
1972 *Paratrachyceras* KOZUR, p. 383.  
2022a *Paratrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
2023 *Paratrachyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.

**Type species:** *Trachyceras hofmanni* BÖCKH, 1872 (p. 155, Pl. 9, Fig. 11; = MOJSISOVICS, 1882, p. 135, Pl. 29, Fig. 13; = ARTHABER, 1915a, p. 136, Fig. 11), *Trachyceras aonoides* ZONE, from Veszprém, limestones of Vöröstö, Bakony Mountains, Hungary.

**Remarks:** The genus *Paratrachyceras* is based on type *Trachyceras hofmanni* in BÖCKH (1872). BÖCKH characterized *T. hofmanni* as small and very involute shells, fast expanding whorl height, with dense and numerous highly sigmoidal ribbing (ARKELL et al., 1957), without bundling. Ribs are rarely dichotomous branching from umbilical edge or slightly distant from the umbilicus. The type species appears with no tuberculation on flanks and umbilical edge (BÖCKH, 1872). The narrow venter shows a tight and deep furrow flanked by tuberculate rows, depicting the swollen ends of ventrolateral ribs. Ribs are broader and shallow on the outermost part of flanks, starting to be convexly arched being fine on the venter, which the cross in an apertural bow. As noted by SPATH (1951) the genus *Paratrachyceras* was created by ARTHABER (1915a) for ribbed trachyceratid forms without or little tuberculation, one or maximum two rows on the ventrolateral or ventral area, almost smooth to weakly ribbed morphotypes, revising the taxonomic assignment of these not or little tuberculated members by MOJSISOVICS (1882) to the contrastingly strong tuberculated genus *Trachyceras*. In accordance to SPATH (1951), the type ranges longer from up to almost lower Carnian, not only appearing in lower Ladinian to middle Carnian as suggested by ARTHABER (1915a).

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian, Julian 2, *Austrotrachyceras austriacum* Zone, *Austrotrachyceras minor* Biohorizon.

### *Paratrachyceras haberfellneri* (MOJSISOVICS, 1882)

(Pl. 3, Figs. A–Q)

- \*1882 *Trachyceras haberfellneri* MOJSISOVICS, p. 691, Pl. 186, Figs. 6, 7; Pl. 187, Figs. 1, 2.  
1931 *Trachyceras haberfellneri* MOJSISOVICS; GLAESSNER, p. 469.

- 1935 *Trachyceras haberfellneri* MOJSISOVICS; TRAUTH, p. 470, Pl. 1, Figs. 7, 13.
- 1948 *Trachyceras (Paratrachyceras) haberfellneri* MOJSISOVICS; TRAUTH, p. 37, 39, 41.
- 1976 *Trachyceras haberfellneri* MOJSISOVICS; TOLLMANN, p. 136.
- 1978 *Neoprotrachyceras? haberfellneri*, 1893; KRYSZYN, p. 47.
- 1991 *Neoprotrachyceras haberfellneri*; KRYSZYN, p. 37.
- 2022a *Paratrachyceras haberfellneri* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 3.
- 2023 *Paratrachyceras haberfellneri* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 2.

**Material from Polzberg:** 160 specimens from the lowermost three metres of the Reingraben Shales at Polzberg, Polzberggraben, from sequence Po -50 cm to Po 320 cm (Pl. 3): NHMW 2012/0228/2228–2233, NHMW 2021/0123/0169–0324.

**Measurements:** NHMW 2021/0123/0153, D: 31 mm, U: 6 mm, H: 15, U/D: 0.19, H/D: 0.48, H/U: 2.5 (Pl. 3, Fig. A); NHMW 2021/0123/0144, D: 30 mm, U: 5 mm, H: 15, U/D: 0.17, H/D: 0.50, H/U: 0.50 (Pl. 3, Fig. B); NHMW 2021/0123/0154, D: 25 mm, U: 4 mm, H: 12 mm, U/D: 0.16, H/D: 0.48, H/U: 3.0 (Pl. 3, Fig. C); NHMW 2021/0123/0169, D: 31 mm (Pl. 3, Fig. D); NHMW 2021/0123/0170, H: 16 mm (Pl. 3, Fig. E); NHMW 2021/0123/0171, H: 8 mm (Pl. 3, Fig. F); NHMW 2021/0123/0172, H: 13 mm (Pl. 3, Fig. G); NHMW 2021/0123/0173, D: 20 mm, U: 2.5 mm, H: 10 mm, U/D: 0.13, H/D: 0.50, H/U: 4.00 (Pl. 3, Fig. H); NHMW 2021/0123/0174, D: 23 mm, U: 2 mm, H: 14 mm, U/D: 0.10, H/D: 0.60, H/U: 7.0 (Pl. 3, Fig. I); NHMW 2021/0123/0175, D: 21 mm, U: 2 mm, H: 11 mm, U/D: 0.10, H/D: 0.52, H/U: 5.5 (Pl. 3, Fig. J); NHMW 2021/0123/0176, D: 31 mm (Pl. 3, Fig. K); NHMW 2021/0123/0177, D: 23 mm (Pl. 3, Fig. L); NHMW 2021/0123/0178, D: 18 mm (Pl. 3, Figs. Ma, Mb); NHMW 2021/0123/0179, max. S: 18 mm (Pl. 3, Fig. N); NHMW 2021/0123/0180, max. S: 19 mm (Pl. 3, Fig. O); NHMW 2021/0123/0181, max. S: 12 mm (Pl. 3, Fig. P); NHMW 2021/0123/0182, max. S: 25 mm (Pl. 3, Fig. Q).

**Description:** Brevidome to mesodome shells with generally involute whorls, almost straight to convex flanks, with a narrow umbilicus (Pl. 3). The venter bears a broad and deep furrow. The furrow is bordered by the thickened endings of proverse single ribs, in adults by two spirally arranged external very fine double-tubercle/ridges-rows. In numerous adult specimens, a second double row of fine ridges occurs on the outer flank, mostly on the body chamber. Radial ribs are strong sinuously curved on flanks, crossing in adults and towards aperture the venter in an adapical bow (proverse towards aperture). Ribbing starts at the steep umbilical edge. Ribs are thin on inner flank, bifurcating on the lower third of flank, broadening on the outer flank, being twice as thick as interspace. Fine elongated ridges are full the length of rib breadth. Broad ribs appear on the outer half of flank frequently with rib-parallel sigmoidal shallow indentions in the middle of ribs. Up to a D of approx. 10–12 mm, ribs are coarse and sharp, same thickness as interspace. From that size on up to maximum sizes of 31 mm ribbing starts thickening on mid flank to venter of mid aged to adult specimens. Shells are preserved as orig-

inal shell material (whitish) in the calcareous lower parts of section and being dissolved and replaced in the upper more argillaceous layers. As described from the type material for “*Trachyceras haberfellneri* (= *Paratrachyceras haberfellneri*) from the same locality ribs are provers at the ventral shoulders and appear with double rows of fine tubercles or ridges, progressing up to the final stage of aperture. As in the type material two to three more tubercle/ridges spiral rows can appear in specimens. The external smooth furrow is bordered by single thickened endings of main proverse ribs, passing into finer and double rows of elongated ridges on the body chambers and towards the aperture. On the flank no spiral tubercle-lines from umbilicus to mid-flank are visible, ribs are smooth. Tubercles on the ventrolateral and ventral double rows appear on adult stages as fine, spirally elongated ridges. On adult stages and body chambers fine growth lines are intercalated throughout, crossing the venter parallel to main ribs. Suture lines are mostly not preserved, but in single specimens partly visible as trachyceratid (ammonitic) with single-pointed lobes on lower flank, three-pointed lateral lobes, and an almost straight and broad umbilical saddle.

**Discussion:** The newly collected specimens from Polzberg resemble mostly the type material from the same locality at Polzberg in the Northern Calcareous Alps from Austria described by MOJSISOVICS (1893: p. 691, Pl. 186, Figs. 6, 7) as *Trachyceras haberfellneri* being a member of the “*Trachycerata duplica*” morphogroup. *T. haberfellneri* (p. 691, Pl. 187, Figs. 1, 2) specimens shown by MOJSISOVICS (1893) from the “*Trachyceras-Schiefer*” of Hinterbrühl near Mödling (Lower Austria) were included in a different “*Trachycerata falcosa*” morphogroup. The assignment of *A. minor* to the same morphogroups has to be questioned. According to MOJSISOVICS (1893) “*Trachyceras haberfellneri* (= *Paratrachyceras haberfellneri*) is comparable to “*Trachyceras medusae* (= *Paratrachyceras medusae*) but differs in a finer sculpture and absence of tuberculation on flanks and umbilical edge in *P. haberfellneri*. According to MOJSISOVICS (1893) it resembles “*Protrachyceras hofmanni* from Vöröstó (*Trachyceras aonoides* Zone, Bakony mountains, Hungary) but differs in the presence of tuberculation which is absent in *P. hofmanni* (*Trachyceras hofmanni* in MOJSISOVICS, 1882: p. 135, Pl. 29, Fig. 13). “*Protrachyceras hofmanni* was incorporated in the genus *Paratrachyceras* as *P. hofmanni* by ARTHABER (1915a) as “*Trachyceras dichotomum* was adapted to *P. dichotomum*. A comparable species, but contrastingly without external tuberculation in adults is “*Trachyceras dichotomum* (MOJSISOVICS, 1882: p. 132, Stures Wiesen, Italy; Pl. 24, Fig. 14; St. Cassian, Italy, Pl. 29, Figs. 11, 12, all *Trachyceras aon* Zone). *Paratrachyceras regoledanum* (MOJSISOVICS, 1882: p. 132, Prezzo and Val Paludina, Italy; Pl. 29, Figs. 6–8, all *Protrachyceras archelaus* Zone), is more evolute as *P. haberfellneri*, and appears with only one tubercle spire near ventral furrow. Suture parts visible in the Polzberg material is clearly different to given ones for *P. dichotomum* (MOJSISOVICS, 1882: Pl. 29, Fig. 11c). We follow the idea of ARTHABER (1915a) to include almost smooth members, with sigmoidal dichotomous ribbing and narrow umbilicus to *Paratrachyceras*, as applicated for *P. haberfellneri*.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian, Julian 2, *Austrotrachyceras austriacum* Zone, *Austrotrachyceras minor* Biohorizon.

**Regions:** Polzberg, NCA, Austria (MOJSISOVICS; 1893; KITTL, 1903; GEYER, 1915; KRYSZYN, 1978), LUKENEDER et al.,

2020; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a); Hinterbrühl, NCA, Austria (MOJSISOVICS, 1893); Scheiblinggraben, NCA, Austria (MOJSISOVICS, 1893); Grossaugraben, Lechnergraben and Schöckelreith, NCA, Austria (TRAUTH, 1948).

### Family Carnitidae ARTHABER, 1911

#### Genus *Carnites* MOJSISOVICS, 1879a

- 1879a *Carnites* MOJSISOVICS, p. 68.  
 1879b *Carnites* MOJSISOVICS, p. 135.  
 1882 *Carnites* MOJSISOVICS, p. 277.  
 1895 *Carnites* WAAGEN, p. 140.  
 1897 *Carnites* DIENER, p. 61.  
 1902 *Carnites* MOJSISOVICS, p. 311  
 1989 *Carnites* NIEDERMAYR, p. 49.  
 1951 *Carnites* SPATH, p. 26.  
 1957 *Carnites* ARKELL et al., p. L157.  
 1994 *Carnites* TOZER, p. 76.  
 2021 *Carnites* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2022a *Carnites* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2023 *Carnites* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.

**Type species:** *Nautilus floridus* WULFEN, 1793 (p. 113, Fig. 16), from the “Muschelmarmor”, dark shales and limestones with iridescent ammonites of Bad Bleiberg, Carinthia, Austria.

**Remarks:** Medium- to large-sized, involute shells with oxycone whorl section. *Carnites* has almost smooth shells with fine growth lines visible, on the flanks with swollen radially orientated ridges. Venter is keeled and tricarinate in juvenile stages, later in ontogeny bicarinate and sharply edged (ARKELL et al., 1957). Umbilicus narrow with rounded but steep wall. MOJSISOVICS (1873) first included *Carnites* in Pinacoceratidae and separated later into Carnitidae (MOJSISOVICS, 1882), based on the stronger ornamentation in *Carnites*.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian.

#### *Carnites floridus* (WULFEN, 1793)

(Pl. 4, Figs. A–D)

- \*1793 *Nautilus floridus* WULFEN, p. 113, Fig. 16.  
 1846 *Ammonites floridus* sp. WULFEN; HAUER, p. 44.  
 1847 *Ammonites floridus* sp. WULFEN; HAUER, p. 22, Pl. 1, Figs. 5–14.  
 1855 *Ammonites floridus* sp. WULFEN; HAUER, p. 150.  
 1873 *Pinacoceras floridum* WULFEN; MOJSISOVICS, p. 58, Pl. 25, Figs. 1–6, Pl. 22, Figs. 15, 16.  
 1879b *Carnites floridus* WULFEN, MOJSISOVICS, p. 135.  
 1882 *Carnites floridus* (WULFEN); MOJSISOVICS, p. 228, Pl. 50, Figs. 5–8, Pl. 51, Figs. 1–8.  
 1902 *Carnites floridus* (WULFEN); MOJSISOVICS, p. 312.  
 1924 *Carnites floridus* WULFEN; SCHAFFER, p. 313, Fig. 392.

- 1957 *Carnites floridus* (WULFEN); ARKELL et al., p. L157, Fig. 185-5a, b.  
 1976 *Carnites floridus* (WULFEN); TOLLMANN, p. 140.  
 1977 *Carnites floridus*; GRIFFITH, p. 2.  
 1978 *Carnites floridus*; KRYSSTYN, p. 63, Fig. 13.  
 2005 *Carnites floridus*; PRETO et al., p. 274, Fig. 6A  
 2007 *Carnites floridus* (WULFEN 1793); HORNING et al., p. 277, Fig. 6b.  
 2018 *Carnites floridus* (WULFEN 1793); DOJEN, p. 236, Figs. 1–5.  
 2021 *Carnites floridus*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 8, table 1.  
 2022a *Carnites floridus* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 3.  
 2023 *Carnites floridus* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 5.

**Material from Polzberg:** 20 specimens from the lowermost three metres of the Reingraben Shales at Polzberg, Polzberggraben, from sequence Po -50 cm to Po 320 cm (Pl. 4); NHMW 2012/0228/0226, NHMW 2012/0228/0360, NHMW 2021/0123/0183, NHMW 2012/0228/0230, NHMW 2012/0228/0227, NHMW 2012/0228/0224, NHMW 2012/0228/0510, NHMW 2012/0228/0229, NHMW 2021/0123/0184, NHMW 2021/0123/0185, NHMW 2021/0123/0186, NHMW 2021/0123/0187, NHMW 2021/0123/0188, NHMW 2021/0123/0189, NHMW 2021/0123/0190, NHMW 2021/0123/0191, NHMW 2021/0123/0192, NHMW 2021/0123/0193, NHMW 2021/0123/0194, NHMW 2012/0228/0525, NHMW 2012/0228/0470 and NHMW 2005z0005/0005 from historical collections and new excavations in 2021.

**Measurements:** NHMW 2012/0228/0226, max. D: 123 mm, max. H: 60 mm, max. B: 30 mm, max. UW: 10 mm, ST: 2 mm (Pl. 4, Figs. A, B); NHMW 2021/0123/0183, max. S: 138 mm, max. H: 93 mm, ST: 2 mm (Pl. 4, Fig. C); NHMW 2012/0228/0230 max. S: 59 mm, max. H: 61 mm, max. B: 30 mm, shell TH: 1 mm (Pl. 4, Fig. D); NHMW 2012/0228/0227, max. S: 82 mm, max. H: 59 mm, max. B: 32 mm, shell TH: 2 mm; NHMW 2012/0228/0224, max. S: 107 mm, ST: 1 mm; NHMW 2012/0228/0510, max. S: 77 mm, max. H: 78 mm, shell TH: 2 mm; NHMW 2012/0228/0229: max. S: 70 mm, S: 2 mm; NHMW 2021/0123/184, fragment, max. S: 29 mm; NHMW 2021/0123/0185, fragment max. S 18 mm; NHMW 2021/0123/0186, fragment, max. D: 9 mm; NHMW 2021/0123/0187, juvenile, max. D: 8 mm; NHMW 2012/0228/0470, fragment, max. D: 15 mm; NHMW 2021/0123/0188, juvenile, max. D: 4 mm; NHMW 2021/0123/0189, fragment, max. D: 4 mm; NHMW 2021/0123/0190, fragment, max. S: 27 mm; NHMW 2021/0123/0191, fragment, max. S: 40 mm; NHMW 2021/0123/0192, juvenile, max. D: 3 mm; NHMW 2021/0123/0193, fragment, max. S: 2 mm; NHMW 2021/0123/0194, juvenile, max. D: 4 mm; NHMW 2012/0228/0525, mid aged, max. D: 41 mm, max. UW: 3 mm; NHMW 2005z0005/0005, mid aged, max. S: 36 mm, max. H: 54 mm.

**Description:** Only one entire large specimen with the body chamber preserved was found at Polzberg (Pl. 4, Figs. A, B). Although diagenetically compressed, the sculpture is unique and characterises *Carnites floridus* (WULFEN, 1793) unequivocally. The specimen bears the typical, fine growth

lines and hardly visible radial swellings. Umbilicus is narrow and appears with rounded shoulder. No suture observable. NHMW 2021/0123/0183 is a body chamber fragment with typical swellings (n 5) from umbilicus to half flank, venter sharply edged, growth lines visible throughout specimen (Pl. 4, Fig. C). NHMW 2012/0228/0230 is a fragment with three main thickened ribs visible, growth lines throughout (Pl. 4, Fig. D). NHMW 2012/0228/0224 shows six main ribs on the fragment. NHMW 2012/0228/0510 fragment with growth lines.

**Discussion:** The typical morphology and sculpture of the specimen from Polzberg (Pl. 4, Fig. A) is unique and closely resembles the specimens figured by WULFEN (1793: p. 113, Fig. 16) as *Nautilus floridus* from the type area of Bleiberg in Carinthia, Austria. DOJEN (2018) figured several specimens from the type area and type formation of the original material of WULFEN (1793). The material from Polzberg, although partly fragmented and diagenetically compressed, shows identical features as the growth line striation, the sharp arched venter, and most consistent sculpture elements as swelling main ribs. We follow the assumption by MOJSISOVICS (1882) and later SPATH (1951) who revised the taxonomical relations of *Pinacoceras* and *Carnites* to separate the two members on evidence from suture and sculpture.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian.

**Regions:** Austria (WULFEN, 1793; HAUER, 1847, 1855; MOJSISOVICS, 1873, 1882; SCHAFFER, 1924; KRYSSTYN, 1978; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a); Germany (HORNUNG et al., 2007); Italy (PRETO et al., 2005).

**Order Phylloceratitida ZITTEL, 1885**  
**Suborder Phylloceratina ARKELL, 1950**  
**Superfamily Ussuritaceae HYATT, 1900**  
**Family Ussuritidae HYATT, 1900**  
**Subfamily Monophyllitinae SMITH, 1913**

**Genus *Simonyceras* WIEDMANN, 1970**

- 1970 *Simonyceras* WIEDMANN, p. 970.  
 1981 *Simonyceras* TOZER, p. 99.  
 2002 *Simonyceras* SEPKOSKI, JR., p. 132.  
 2015 *Simonyceras* LUKENEDER & LUKENEDER, p. 384.  
 2022a *Simonyceras*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.  
 2023 *Simonyceras*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 1.

**Type species:** *Ammonites simonyi* HAUER, 1847 (p. 14, Pl. 9, Figs. 4–6), from the red limestones of Bad Aussee, Styria, Austria.

**Remarks:** Medium- to large-sized, evolute shells with subrounded whorl section. *Simonyceras* exhibits a distinct bi-concave striation, passing the round venter without interruption. WIEDMANN (1970) established the new genus *Simonyceras* based on the coexistence of sculptural characteristics of the real *Monophyllites* and the suture characteristics of *Eopsiloceras* (SPATH, 1930). ARKELL et al. (1957) included the genus *Monophyllites* in the family Ussuritidae HYATT, 1900, which is a synonym of the family Monophyllitidae

SMITH, 1913. See WIEDMANN (1970) and RAKÚS (1993) for a more detailed discussion on the genus *Simonyceras* WIEDMANN, 1970.

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian.

***Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847)**

(Pl. 5, Figs. A–E)

- \*1847 *Ammonites simonyi* HAUER, p. 270, Pl. 9, Figs. 4–6.  
 1847 *Ammonites monophyllus* QUENSTEDT, p. 256, Pl. 19, Fig. 11.  
 1866 *Ammonites Simonyi* HAUER; DITTMAR, p. 360, Pl. 13, Figs. 22–24.  
 1873 *Lytoceras simonyi* HAUER; MOJSISOVICS, p. 32, Pl. 17, Fig. 1–6, Pl. 18, Fig. 1.  
 1902 *Monophyllites Simonyi* HAUER; MOJSISOVICS, p. 316.  
 1906 *Monophyllites Simonyi* HAUER; ARTHABER; p. 5, Pl. 44.  
 1908 *Monophyllites* sp. ind. aff. *Simonyi* HAUER; DIENER, p. 72, Pl. 12, Fig. 7.  
 1909 *Monophyllites* cf. *Simonyi* HAUER; DIENER, p. 14, Pl. 4, Fig. 3.  
 1910 *Monophyllites Simonyi* HAUER; RENZ, p. 530, Pl. 19, Fig. 6.  
 1911 *Monophyllites Simonyi* HAUER; RENZ, p. 67, Pl. 6, Fig. 2, Text-Fig. 10.  
 1915 *M. (Monophyllites) Simonyi* HAUER; DIENER, p. 203.  
 1915 *Monophyllites Simonyi* HAUER; WELTER, p. 96, Pl. 86, Figs. 2, 3.  
 1927 *Monophyllites Simonyi* HAUER; ARTHABER; p. 140.  
 1932 *Monophyllites simonyi* HAUER; KUTASSY, p. 593.  
 1934 *Monophyllites simonyi* (HAUER); SPATH, p. 291, Text-Fig. 101.  
 1968 *Monophyllites simonyi* (HAUER); ALLASINAZ, p. 357, Pl. 26, Fig. 7.  
 1970 *Simonyceras simonyi* (HAUER); WIEDMANN, p. 970, Pl. 2, Fig. 1, 2, Pl. 3, Text-Figs. 4b, 30B.  
 1973 *Monophyllites simonyi* (HAUER); ANDRUSOVÁ, p. 95.  
 1993 *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847); RAKÚS, p. 636, Pl. 1, Figs. 1, 2, 4, Pl. 5, Fig. 1, Text-Fig. 3.  
 2015 *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847); LUKENEDER & LUKENEDER, p. 284, Fig. 11A.  
 2022a *Simonyceras simonyi*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 3.  
 2023 *Simonyceras simonyi*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 2.

**Material from Polzberg:** Two specimens NHMW 2012/0228/0225 and NHMW 2012/0228/0360 from historical collections and new excavations in 2021, Rein-graben Shales, lowermost calcareous three metres (Text-Fig. 1).

**Measurements:** NHMW 2012/0228/0360, MS: 260 mm, H: 75 mm, B: 28 mm, ST: 1 mm, 142 ribs (Pl. 5, Figs. A–D); NHMW 2012/0228/0225, MS: 80 mm, H: 34 mm, B: 17 mm, ST: 2 mm, 25 ribs (Pl. 5, Fig. E).

**Description:** A large fragment of the body chamber (length 260 mm) and a fragmented phragmocone (80 mm) was found at Polzberg ravine (Pl. 5, Fig. E). Both fragments

show unequivocally the characteristic undulating ribbing style of *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847). The specimen bears the typical, distinct sigmoidal-biconcave ribbing of *S. simonyi*. A strong, adapical bow of ribbing is present on the rounded venter. Rib thickness and rib interspace are equal and constant on the preserved fragments.

**Discussion:** The typical, distinctly sigmoidal-biconcave sculpture of the specimen from Polzberg (Pl. 5, Figs. A–E) is unique and closely resembles the specimens figured by RAKÚS (1993) as *S. simonyi* (HAUER, 1847). The specimens reinvestigated and figured by RAKÚS (1993) are the originals of MOJSISOVICS (1873, GBA 1873/005/0048/01 and GBA 1873/005/0048/02) along with one additional specimen (GBA 1993/003/0001/01) from the same Lower Carnian locality of the Feuerkogel (Styria, Austria). The specimen from Polzberg is similar in ribbing to specimens figured by MOJSISOVICS (1873); WIEDMANN (1970), and RAKÚS (1993) from the type locality. 56 additional specimens from the Feuerkogel could be compared from the collections of the NHMW. The compared material was originally collected at the same locality at Feuerkogel as the material of Mojsisovics were described from there, as was the type material after HAUER (1847; locality Aussee = Feuerkogel).

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian.

**Regions:** NCA, Austria (HAUER, 1847; DITTMAR, 1866; MOJSISOVICS, 1873, 1879a, b, 1882, 1893, 1902; NEUMAYR, 1879; ARTHABER, 1906; KUTASSY, 1932; SPATH, 1934; LUKENEDER & LUKENEDER, 2022a); St. Cassian, SA (QUENSTEDT, 1846–1849); Western Carpathians (ANDRUSOVÁ, 1973); Romania (SHEVYREV, 1990); Greece (RENZ, 1909, 1910, 1911; KUTASSY, 1932); Lombardy (ALLASINAZ, 1968); Aşağıyaylabel, Taurus Mountains, Turkey, Himalaya and Timor (DIENER, 1908, 1909; WELTER, 1915; ARTHABER, 1927; WIEDMANN, 1970; KUTASSY, 1932; LUKENEDER & LUKENEDER, 2015).

## Parataxonomy

### *Anaptychus lunzensis* TRAUTH, 1935

(Text-Figs. 4A–D)

**Type species:** *Anaptychus lunzensis* TRAUTH, 1935 (p. 468, Pl. 1, Figs. 7–15), from argillaceous laminated deposits of Polzberg, Lower Austria, Austria.

1931 *Aptychus* GLAESSNER, p. 470.

\*1935 *Anaptychus lunzensis* n.f., f. typ.; TRAUTH, p. 468, Pl. 1, Figs. 7–10.

2021 *Anaptychus lunzensis* TRAUTH; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 5, Fig. 3E.

2022a *Anaptychus lunzensis* TRAUTH; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 5, Fig. 3E.

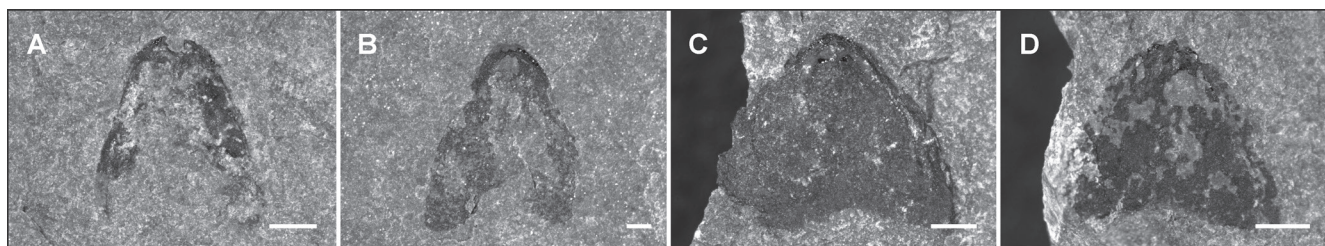
2023 *Anaptychus lunzensis*; LUKENEDER & LUKENEDER, p. 8, Table 1.

**Material from Polzberg:** 281 isolated specimens NHMW 2012/0228/0001–0129 and NHMW 2021/0123/2252–2404 from historical collections and new excavations in 2021, Reingraben Shales, lowermost calcareous five metres. Frequently (n 57) preserved buccal apparatuses of anaptychus-type lower jaws in or near body chambers.

**Measurements:** Upper jaws: NHMW 2021/0123/0151, L: 4.0 mm, B: 3.5 mm (Text-Fig. 4A); NHMW 2021/0123/0152, L: 5.0 mm, B: 4.6 mm (Text-Fig. 4B); Lower jaws: NHMW 2021/0123/0149, L: 4.1 mm, B: 4.9 mm (Text-Fig. 4C); NHMW 2021/0123/0150, L: 3.5 mm, B: 4.1 mm (Text-Fig. 4D).

**Description and discussion:** Ammonoids are frequently (n 57) partly preserved with buccal apparatuses of black, carbonised anaptychus-type lower jaws *Anaptychus lunzensis*. The lower jaw *An. lunzensis* was recorded with 281 isolated specimens throughout the section. These anaptychi represent lower jaws in buccal masses of trachyceratid ammonites (TRAUTH, 1935). Anaptychi are rarely reported from Upper Triassic deposits because they are primarily chitinous; when present they are preserved as black, thin, univalve sub-triangular to triangular plates. Analyses show that the black substance consists almost exclusively of enriched carbon (C) altered from a chitinous substance by carbonisation in early diagenetic stages. Both species *A. minor* and *P. haberfellneri* exhibit in situ anaptychi in the innermost third of the body chamber. Anaptychi of two morphological groups with *An. lunzensis forma longa* (Text-Figs. 4A, B; TRAUTH, 1935) and *An. lunzensis forma typica* (Text-Figs. 4C, D; TRAUTH, 1935) were detected isolated from ammonoid shells.

*An. lunzensis* (TRAUTH 1935) was described from the Polzberg deposits as being the lower jaws of *Paratrachyceras haberfellneri* (= “*Trachyceras haberfellneri* with *An. lunzensis forma typica*” TRAUTH, 1935: Pl. 1, Figs. 7–10). TRAUTH was uncertain in other form types as *forma longa* (TRAUTH, 1935: Pl. 1, Figs. 13, 14), *forma lata* (TRAUTH 1935: Pl. 1, Figs. 11, 12) and *forma carinifera* (TRAUTH, 1935: Pl. 1, Fig. 15) in his *A. lunzensis*



Text-Fig. 4.

A–D: upper and lower jaws (anaptychi) of *Austrotrachyceras minor* and *Paratrachyceras haberfellneri*. A: upper jaw, positive, lateral view, isolated specimen, NHMW 2021/0123/0151. B: upper jaw, positive, lateral view, isolated specimen, NHMW 2021/0123/0152. C: *Anaptychus lunzensis*, lower jaw, positive, lateral view, isolated specimen, NHMW 2021/0123/0149. D: *A. lunzensis*, lower jaw, positive, lateral view, isolated specimen, NHMW 2021/0123/0150. Text-Figs. 4A (Fig. 5K), 4B (Fig. 5L), 4C (Fig. 5I) and 4D (Fig. 5J), refigured after not coated specimens in LUKENEDER & LUKENEDER (2022a). Scale bars: 1,000 µm.

taxonomy. He mentioned a possible connection to “*Trachyceras*” *triadicum* and “*Trachyceras austriacum*”. As TRAUTH (1935) meant the species from the lower Reingraben Shales, even from the same localities as described herein, both of his assigned “*T.*” *triadicum* and “*T.*” *austriacum* are considered as being synonyms of *A. minor*. We assume that the different morphologies depict lower jaws with *An. lunzensis* and upper jaws (open nomenclature) of the described ammonite taxa *A. minor* and *P. haberfellneri*. Upper and lower jaws appear with different ratios of length and breadth of univalves. In upper jaws, the length exceeds the breadth, in contrast to lower jaws showing a larger maximum breadth. Paired inner lamellae; a thickened apical area and a narrower angle of outer surface lines strengthen the assignment of the narrower specimens as upper jaws (Text-Figs. 4C, D).

**Stratigraphic range:** Upper Triassic, Lower Carnian.

**Regions:** Polzberg, NCA, Austria (GLAESSNER, 1931; TRAUTH, 1935; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a).

## Biostratigraphy and Chronostratigraphy

The Reingraben Shales of Polzberg (NCA, Austria) consist of a single ammonoid assemblage, representing the Lower Carnian *Austrotrachyceras austriacum* Zone (Julian 2; Text-Fig. 1). The lowermost, fossiliferous part of the Reingraben Shales can be dated, due to the occurrence of *Austrotrachyceras minor*, *Paratrachyceras haberfellneri* and the accompanying *Carnites floridus* and *Symoniceras simonyi* as Julian 2 (Julian 2/lb). The occurrence of these ammonoid members together with the mass occurrence of the benthic bivalve *Halobia rugosa* within the fossiliferous layers strengthens the biostratigraphical assignment with Julian age (LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). The appearance of the abundant index ammonite *A. minor* (Pls. 1, 2) within the fossiliferous interval (= abundance zones, characterized by abundance or mass-occurrence of specific ammonite species) is crucial for understanding the biostratigraphy of the lower Carnian Polzberg *Konservat-Lagerstätte*. Although there are still biostratigraphical inconsistencies (i.e. possible hiatus) at the lower boundary to the underlying Göstling Member, the *A. minor* to the lower *A. triadicum* Biohorizon boundary (Julian 2/1a to 2/lb, both *A. austriacum* Subzone; MUELLER et al., 2016; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a) could be identified at Polzberg exactly between the Reifling Member and the Reingraben Shales.

## Taphonomy of the ammonoid fauna

The ammonoid fauna of Polzberg appears with different quantities of taxonomic groups and qualities in preservation through the entire section. Here we present only a short overview and basic points of the taphonomy with aspects of biostratigraphy and fossil diagenesis from the Polzberg ammonoid assemblages, since taphonomic issues and the detailed analyses were recently topic in LUKENEDER & LUKENEDER (2022a).

Important information on ammonoid taphonomy is gained from the fossiliferous *Konservat-Lagerstätte* at the Polzberg site (Text-Fig. 1). The Lower Carnian palaeobiota from the

*Austrotrachyceras austriacum* Zone was deposited during the initial phase of the Reingraben Shales. This basal interval at Polzberg of approx. 4 m is marked by finely, millimetre-laminated argillaceous deposits without bioturbation. This lowermost fossiliferous part comprises the main faunal elements with mass occurrences of halobiids and abundant trachyceratid ammonoids. *Halobia rugosa*, dominate within the invertebrates, followed by the abundant trachyceratid ammonoids *Austrotrachyceras* and frequent *Paratrachyceras* (LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a). The nektonic cephalopod assemblage is completed by rare ammonoids with *Carnites* and *Simoniceras*, accompanied by the belemnoid *Phragmoteuthis* (LUKENEDER & LUKENEDER, 2022b). Frequent vertebrate actinopterygian fish occur as entire carcasses or in coprolites as densely packed isolated fish scales.

*Austrotrachyceras minor* occurs with high abundances by forming fossiliferous deposits (Text-Fig. 2) within the lowermost three, more calcareous metres of the otherwise very argillaceous Reingraben Shales (i.e. Po -50 cm to Po 340 cm). The quantity of *A. minor* has been extrapolated from the lateral expansion of the outcrop area along the stream (approx. 130 m), a width of approx. 30 m (on both stream slopes) and the thickness of the fossiliferous parts (approx. 3 m) and calculated from the known distribution of the species and specimens from the excavations from historical collections and from recent field campaigns. At Polzberg within its 11,700 m<sup>3</sup> bed the estimation appears with approximations, which yields more than 100,000 ammonoids at this site.

Ammonoids show different kind of preservation of *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras* within the lower more calcareous parts and in the upper more argillaceous parts. Almost every single ammonoid is compressed by diagenetic processes but appears with original aragonite shell in the lowermost 3 m. Layers within the deposit show ‘normal’ sedimentation, without ammonoid ‘event beds’ where masses of biogenic fragments or shells are accumulated. No traces of transport of the incorporated ammonoid shells, gastropods, bivalves or fish carcasses and subsequent orientated shells by currents (turbidity or water currents) are observed.

All ammonoids show compressed-preservation, in which the flanks (= lateral shell walls) are attached to the other shell wall, only fine sediment remnants are observed between squeezed shell layers. Quite frequent the phragmocones are less compressed and show septal walls and suture lines. Nevertheless, the ammonoids are generally well preserved (e.g. original shell material, phragmocone with body chamber, in situ aptychi, soft body preservation, rare suture; LUKENEDER & LUKENEDER, 2022a) with shell preservation, without borings, not secondary replaced by calcite.

Numerous vertically oriented fragments of ammonoid shells (ventral side horizontal to bedding plane) hint a deposition after lethal fish or coleoid attacks (LUKENEDER et al., 2020), deposited under calm and dysoxic conditions in finely-laminated marlstones and shales. This occurs in the Lower Carnian deposits of the Polzberg Sub-Basin within the Polzberg *Konservat-Lagerstätte*.

## Discussion

### *Ammonoid assemblage composition of the Polzberg Konservat-Lagerstätte in context to the Tethyan Realm*

The lowermost meters of the section at Polzberg, located within the Lunz Nappe (Northern Calcareous Alps, Lower Austria), consists of the Reingraben Shales (Julian 2–Ib, Lower Carnian; LUKENEDER et al., 2020, LUKENEDER & LUKENEDER, 2022a). New taxonomic data led to a revised composition of the Polzberg ammonoid fauna concerning the different trachyceratid members. *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras* are presented with their morphological details and additionally *Simonyceras simonyi* and *Carnites floridus* are figured from the Polzberg *Konservat-Lagerstätte* for the first time.

The lowermost 3 m of the log are abundant in ammonoids (n 2,411) *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras*, sampled bed-by-bed. Historical material (> 4,000 ammonoids) was collected in mine tunnels located in the vicinity of the recent locality, not bed-by-bed sampled, hence not included in detailed conclusions. Within the trachyceratids *Austrotrachyceras minor* dominates with 87 % over *Paratrachyceras haberefellneri* with 13 %. The accompanying cephalopod fauna consists of rare *C. floridus* and *S. simonyi* along with frequent members of the belemnoid species *Phragmoteuthis bisinuata*. The fact that nearly 90 % of the cephalopod shells belong to *A. minor* and the rare additional ammonoid, belemnoid and gastropod specimens document a paucispecific assemblage (KIDWELL et al., 1986; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a).

*A. minor* dominates from Po -50–180 cm in the section with 95–100 % starting to be accompanied higher in the section from Po 180 cm onwards by 5–93 % of *P. haberefellneri*, in cases at Po 300 cm totally replaced by the new and smaller species with 100 % (Text-Fig. 2). The enormous number of all, in details juvenile stages down to 1–2 mm, in *A. minor* compensates the few larger specimens. Mean and median values decrease in both species from the bottom to top of the Polzberg section (Text-Fig. 3) reflecting the adaptive strategies in these trachyceratids, hence possible dwarfing due to the ecological pressure and environmental restrictions. The adaptation in size is due to the limited oxygenation and hostile environmental conditions during the deposition in r-strategists or opportunistic species of the genus *Austrotrachyceras* and *Paratrachyceras*.

The ammonoid fauna from Polzberg embraces a time interval around the *Austrotrachyceras austriacum* Zone in the Lower Carnian within the Upper Triassic. The Polzberg locality offers an opportunity to investigate a Carnian ammonoid fauna and its cephalopod members in detail. Due to the abundance and the presence of all ontogenetic stages in the trachyceratids a detailed picture can be drawn from that time slice deposited in changing environmental conditions during the worldwide Carnian Crisis. Hence, the section at Polzberg represents a key-section for marine Carnian deposits in the Austrian Northern Calcareous Alps affected by a major environmental turnover. It is one of the few historical sections encompassing an interval in the Carnian Pluvial Episode, well documented by trachyceratid assemblages possible to reinvestigate by new material worldwide. The Polzberg section appears with well-preserved ammonoids, appropriate to be used for taxonomy

and biostratigraphy. As most of Carnian sections from Austria and Italy are only being dated by the use of conodonts (e.g. Lagonegro Basin; RIGO et al., 2007; LUKENEDER et al., 2012). Records of Julian as well as of Tuvolian ammonoids are dated from the Heiligenkreuz Formation (Dolomites, Southern Alps; KEIM et al., 2006; BREDA et al., 2009). Well known, but historical type localities within the NCA as the Carnian from the Feuerkogel (Styria) generally bear abundant excellent and not compressed ammonoids, but are usually strongly condensed in lenses and fissures (MOJSISOVICS, 1873, 1879, 1882, 1893; KRYSSTYN, 1973, 1978, 1991; RAKUS, 1993).

Within the Tethyan Realm, the Lower Carnian is characterised by an intense facies replacement with concomitant carbonate platform vanishing and reef demise, the so-called Carnian Pluvial Episode or Carnian Crisis (HORNUNG et al., 2007; BREDA et al., 2009; LUKENEDER et al., 2012; SIMMS & RUFFELL 2018; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021). Within the deposits of the Polzberg *Konservat-Lagerstätte* this crisis is documented from the lower boundary of the *A. austriacum* Zone, lasting the entire *A. austriacum* Subzone. Exactly at the Julian 1/Julian 2 boundary, shallow water limestones of the Reifling Formation without ammonoids show a transition into black, laminated limestones of the Göstling Member with rare trachyceratid ammonoids (*A. patroclum*) grading into the argillaceous Reingraben Shales form the *A. minor* abundance Zone with abundant trachyceratids (*A. minor* and *P. haberefellneri*). The facies alteration is reflected by a turnover from an open platform margin to deeper basinal conditions (Polzberg Sub-Basin, Reifling Basin). Newly figured and described Lower Carnian ammonoids detected at Polzberg are *A. minor*, *P. haberefellneri*, *C. floridus* and *S. simonyi*.

In contrast, the macrofauna of other localities in Lunz am See region (Grossaugraben, Lehen, Rehgraben, Saugraben, Scheiblingraben, Schöckelreith; TRAUTH, 1948; KRYSSTYN, 1978, 1991), however no or badly exposed outcrops, show nearly the same assemblage composition as recorded at Polzberg. Besides the dominance of the nektonic ammonoid *Austrotrachyceras* in the water column, thin-shelled halobiid bivalves appear in rock forming mass-event beds, hence throughout the Polzberg section, accompanied by frequent, small benthic gastropods and crustaceans.

The more detailed taxonomy presented herein results in a better understanding and wider context of the Upper Triassic biostratigraphy with the corresponding stages of Lower Carnian (Julian 2–Ib), zones (*A. austriacum* Zone) and abundance biohorizons (*A. minor* abundance Zone). The taxonomy from the Polzberg ammonoids is adapted to modern taxonomy (KRYSSTYN, 1973, 1978; MIETTO et al., 2008; LUCAS, 2010; BALINI et al., 2010; LUKENEDER et al., 2012; LUKENEDER & LUKENEDER, 2021, 2022a) and compared to Upper Triassic ammonoid faunas from the Tethyan Realm and North America (KRYSSTYN & SCHLAGER, 1971; KRYSSTYN, 1973, 1978, 1980, 1982; TATZREITER, 1982; TOZER, 1971, 1981, 1984, 1994; BALINI et al., 2007; BALINI & JENKS, 2007).

## Conclusions

The macrofauna of the lowermost Reingraben Shales at the Polzberg section (Northern Calcareous Alps, Austria) is dominated by halobiid bivalves, trachyceratid ammonoids and actinopterygiid fish. The benthic bivalves demonstrate intense sea floor colonisation depending on the fluctuating oxygen content within the bottom water masses and at the sediment surface. The abundant nektonic ammonoid fauna and fish are almost independent of those environmental conditions. The recently collected material (bed-by-bed sampling) is dominated by 3,565 ammonoids and comprises entire and fragmented specimens. Ammonoids from historical excavations in 1885 and 1909 originate from nearby located abandoned and collapsed mines. Recent findings and historical collections from the identical basal fossiliferous parts were correlated.

The mono- to pauci-specific ammonite assemblage consists of four genera and species *Austrotrachyceras minor*, *Paratrachyceras haberfellneri*, *Carnites floridus* and *Simonyceras simonyi*. The biostratigraphic ammonoid zonation is based on the presence of index taxa as *A. minor*, assemblage data and composition of the corresponding ammonoid taxa (*Carnites*, *Simonyceras*). The Lower Carnian (*Austrotrachyceras austriacum* Zone) was confirmed by the ammonoid biostratigraphy. The basal part (approx. 3.4 m) of the Reingraben Shales at the Polzberg consists of a single ammonoid assemblage. The fossiliferous part can be dated, due to the occurrence of *A. minor*, *P. haberfellneri* and the accompanying *C. floridus* and *S. simonyi* as Julian 2 (Julian 2/lb, *A. austriacum* Zone). The occurrence of these ammonoid members together with the mass occurrence of bivalve *Halobia rugosa* strengthens the biostratigraphical assignment with Julian age. The appearance of the abundant index ammonite *A. minor* (*A. minor* Biohorizon/Abundance Zone) within the fossiliferous interval is crucial for understanding the biostratigraphy of the lower Carnian Polzberg *Konservat-Lagerstätte*. Although there are still biostratigraphical inconsistencies (i.e. possible hiatus) at the lower border to the underlying Göstling Member, the *A. minor* to the lower *A. triadicum* Biohorizon boundary (Julian 2/1a to 2/lb, both *A. austriacum* Subzone) could be identified at Polzberg exactly between the Reifling Member and the Reingraben Shales.

The locality offers one of the few opportunities to investigate ammonoid faunas across the Lower–Upper Carnian boundary. Hence, the section at Polzberg with the special conditions offered by the deposits of the *Konservat-Lagerstätte* represents a key-section for a detailed investigation of an ammonoid fauna affected by an environmental turnover during the Carnian Pluvial Episode. It is one of the few sections worldwide, which bears a record of abundant and well preserved (entire specimens with original shell, full ontogenetical spectra) Lower Carnian ammonoids.

The Lower Carnian cephalopod fauna drastically changed within the lowermost *A. austriacum* Zone in the *A. austriacum* Subzone. Rare trachyceratid ammonoids (*A. patroclum*) from the *A. triadicum* Biohorizon are replaced by abundant austrotrachyceratids with paratrachyceratids at the base of the *A. minor* Biohorizon, accompanied by rare carnitids and scattered ussiritids. Environmental modifications going along with adaptations in the ammonoid assemblages during the Lower Carnian (Julian 2) at Polzberg, are also recognised throughout the Tethyan Realm. The Polzberg

ammonoid assemblages indicate a Mediterranean–Tethyan–Andean affinity, as reported by numerous authors from comparable Carnian localities in East-Central Europe (Austria, Germany, Hungary, Italy), Eastern Europe (Bosnia and Herzegovina, Bulgaria, Romania), Asia (India, Timor, Turkey), Central America (Mexico) as well as North America (Canada, USA).

The abundant ammonoid fauna appears at the basal layers of a basinal environment of the Reifling Basin, in the Polzberg Subbasin with stagnate conditions. This change of lithology corresponds to an environmental adaptation during the worldwide Carnian Pluvial Episode. In the Polzberg section the gradual platform demise shifting into a basinal environment with water depths between 200 and 500 m. The main faunal differences between Polzberg and all other known Lower Carnian ammonoid faunas are the excellent preservational features (e.g. soft parts) within the deposits of the *Konservat-Lagerstätte* and the abundance of few members (*Austrotrachyceras*, *Paratrachyceras*). The taxonomic ammonoid data from Polzberg are the first step in producing a detailed picture for the Polzberg *Konservat-Lagerstätte* linked to a wide range of isochronic ammonoid assemblages worldwide from Europe, Africa and Asia. Forthcoming analyses will include palaeomagnetic-, isotope- and geochemical analyses.

## Acknowledgements

We thank the owners of the outcrop area, FRANZISKA and HERMANN HOFREITER (both Gaming), and EVA and KARL JAGERSBERGER (both Gaming), for sampling and digging permission. We are particularly grateful to BIRGITT and KARL ASCHAUER (Waidhofen an der Ybbs), who made available a large quantity of fossils for scientific investigations. LEON PLOSZCZANSKI (SEM, EDX), ANTON ENGLERT (thin sections), and GORAN BATIC (mineralogical thin-sections) are acknowledged for technical support. The work was done within the framework and financially supported by projects of the Austrian Academy of Sciences (headquarters in Vienna) represented by the National Committee for Geo/Hydro Sciences (Earth System Sciences Programme) and, the Federal Government of Lower Austria (Department Science and Research; headquarters in St. Pölten) and the society of friends of the Natural History Museum Vienna (Freunde des Naturhistorischen Museums Wien). The manuscript greatly benefited from valuable comments of two anonymous reviewers, the in-house editorial team and the handling editor CHRISTOPH JANDA and the lector CHRISTIAN CERMAK (both GeoSphere Austria).

## Author contribution

Both authors contributed equally to all aspects of the study from conception, writing to completion of the submission and edited the final version of the manuscript.

## Competing interests

The authors declare no competing interests.

## Funding

The work was done within the framework and financially supported by projects Land NÖ (K3-F-964/001-2020; K3-F-964/002-2023) and the society of friends of the Natu-



ral History Museum Vienna (Freunde des Naturhistorischen Museums Wien; project CPE Lukeneder 2023). The authors are responsible for the contents of this publication.

The funder had no impact on conceptualisation, design, data collection, analysis, decision to publish, or preparation of the manuscript.

## References

- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sedimentary Geology*, **80**, 115–135, Amsterdam.
- ALLASINAZ, A. (1968): Il Trias in Lombardia. Cephalopodi e Gastro-podi dello Julico in Lombardia. – *Rivista Italiana di Palaeontologia*, **74**, 327–374, Milano.
- ANDRUSOVÁ, V. (1973): 11. Svarin. – In: BYSTRICKÝ, J. (Ed.): Excursion D, Triassic of the West Carpathians Mountains, excursion guide 1973, Geological Institute of Dionýz Stúr Bratislava, 1–142, Bratislava.
- ARKELL, W.J. (1950): A classification of the Jurassic ammonites. – *Journal of Paleontology*, **24**/3, 354–364, Tulsa.
- ARKELL, W.J., FURNISCH, W.M., KUMMEL, B., MILLER, A.K., MOORE, R.C., SCHINDEWOLF, O.H., SYLVESTER-BRADLEY, P.C. & WRIGHT, C.W. (1957): Mesozoic Ammonoidea. – In: MOORE, R.C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate palaeontology*, part L, Mollusca 4, 490 pp., Geological Society of America and the University of Kansas Press, Lawrence.
- ARTHABER, G. v. (1906): Die alpine Trias des Mediterran Gebietes. – 475 pp., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagshandlung).
- ARTHABER, G. v. (1911): Die Trias von Albanien. – *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, **24**, 169–277, Wien.
- ARTHABER, G. v. (1915a): Die Trias von Bithynien (Anatolien). – *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, **27**, 87–206, Wien.
- ARTHABER, G. v. (1915b): Die Entwicklung der Trias in Anatolien. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **8**, 47–61, Wien.
- ARTHABER, G. v. (1927): Ammonoidea Leiostroaca aus der oberen Trias von Timor. – *Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, Verhandlungen*, **1926**, 1–174, Amsterdam.
- BALINI, M. & JENKS, J.F. (2007): The Trachyceratidae from south Canyon (Central Nevada): record, taxonomic problems and stratigraphic sequence for the definition of the Ladinian-Carnian boundary. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMAN, J.A. (Eds.): *The Global Triassic*. – New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **41**, 14–22, Albuquerque.
- BALINI, M., GERMANI, D., NICORA, A. & RIZZI, E. (2000): Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): reevaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **106**, 19–58, Milano.
- BALINI, M., JENKS, J.F., McROBERTS, C.A. & ORCHARD, M.J. (2007): The Ladinian-Carnian Boundary succession at South Canyon (New Pass Range, Central Nevada). – In: LUCAS, S.G. & SPIELMAN, J.A. (Eds.): *Triassic of the American West*. – New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **40**, 127–138, Albuquerque.
- BALINI, M., LUCAS, S.G., JENKS, J.F. & SPIELMAN, J.A. (2010): Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview. – In: LUCAS, S.G. (Ed.): *The Triassic Timescale*. – Geological Society Special Publication, **334**, 221–262, The Geological Society of London, London.
- BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BÖCKH, J. (1872): A Bakony déli részének Földtani viszonyai. I. Rész. – *Magyar Földtani Intézet Évkönyve*, 31–166, Budapest.
- BREDA, A., PRETO, N., ROGGI, G., FURIN, S., MENEGUOLO, R., RAGAZZI, E., FEDELE, P. & GIANOLLA, F. (2009): The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy). – *Geo. Alp*, **6**, 80–115, Innsbruck.
- DAL CORSO, J., GIANOLLA, P., RIGO, M., FRANCESCHI, M., ROGGI, G., MIETTO, P., MANFRIN, S., RAUCSIK, B., BUDAI, T., JENKYN, H.C., REYMOND, C.E., CAGGIATI, M., GATTOLIN, G., BREDA, A., MERICO, A. & PRETO, N. (2018): Multiple negative carbon-isotope excursions during the Carnian Pluvial Event (Late Triassic). – *Earth-Science Reviews*, **185**, 732–750, Amsterdam.
- DAL CORSO, J., RUFFEL, A. & PRETO, N. (2021): The Carnian pluvial episode (Late Triassic): new insights into this important time of global environmental and biological change. – *Journal of the Geological Society*, **175**, 986–988, London.
- DIENER, K. (1897): The Cephalopoda of the Lower Trias. – *Palaeontologia Indica, Serie 15, Himalayan Fossils*, **2**/1, with 23 plates, 1–181, Kalkutta.
- DIENER, K. (1908): Ladinic, Carnic and Noric Fauna of Spiti. – *Memoirs of the Geological Survey of India*. – *Palaeontologica Indica*, **15**, 1–157, Kalkutta.
- DIENER, K. (1909): Fauna of the Traumatocrinus limestone of Painkhanda. – *Palaeontologica Indica*, **15**, 1–39, Kalkutta.
- DIENER, K. (1915): Part 8, Cephalopoda Triadica. – In: FRECH, F. (Ed.): *Fossilium Catalogus I, Animalia*, 369 pp., Berlin (W. Junk).
- DITTMAR, A. v. (1866): Zur Fauna der Hallstädter Kalke. – *Geognostisch-Palaeontologische Beiträge*, **2**, 319–398, Oldenburg.
- DOGUZHAeva, L.A., MAPES, R.H., SUMMESBERGER, H. & MUTVEI, H. (2007): The preservation of body tissues, shell, and mandibles in the ceratitid ammonoid *Austrotrachyceras* (Late Triassic), Austria. – In: LANDMAN, N.H., DAVIS, R.A. & MAPES, R.H. (Eds.): *Cephalopods Present and Past: New Insights and Fresh Perspectives*, 221–238, Dordrecht (Springer).
- DOJEN, C. (2018): Die Sammlung „Bleiberg Muschelmarmor“ des Landesmuseums für Kärnten. – *Jahrbuch des Landesmuseums für Kärnten*, **2017**, 234–241, Klagenfurt.
- FORCHIELLI, A. & PERVESLER, P. (2013): Phosphatic cuticle in thylacocephalans: a taphonomic case study of (Arthropoda, Thylacocephala) from the Fossil-Lagerstätte Polzberg (Reingraben shales, Carnian, Upper Triassic, Lower Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106**, 46–61, Wien.
- GEYER, G. (1915): Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundisee. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **65**, 177–238, Wien.
- GLAESSNER, M.F. (1931): Eine Crustaceen Fauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **81**, 467–486, Wien.
- GRIFFITH, J. (1977): The Upper Triassic fishes from Polzberg bei Lunz. – *Zoological Journal of the Linnean Society*, **60**/1, 1–93, Oxford.
- HAUER, F. v. (1846): Über die Cephalopoden des Muschelmarmors von Bleiberg. – *Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen*, **1**, 22–25, Wien.

- HAUER, F. v. (1847): Neue Cephalopoden von Aussee. – Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen, **1**, 257–277, Wien.
- HAUER, F. v. (1855): Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden-Fauna der Hallstätter Schichten. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **9**, 141–166, Wien.
- HAUG, E. (1894): Les ammonites du Permien et du Trias. – Bulletin de la Société Géologique de France, **33/22**, 1–411, Paris.
- HORNUNG, T. (2008): The Carnian Crisis in the Tethys Realm. Multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – 235 pp., Saarbrücken (VDM Verlag Thomas Müller).
- HORNUNG, T. & BRANDNER, R. (2005): Biochronostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): local black shale events controlled by regional tectonics, climatic change and plate tectonics. – *Facies*, **51**, 475–494, Erlangen.
- HORNUNG, T., SPATZENEGGER, A. & JOACHIMSKI, M.M. (2007): Multi-stratigraphy of condensed ammonoid beds of the Rappolstein (Berchtesgaden, southern Germany): unravelling palaeoenvironmental conditions on 'Hallstatt deep swells' during the Reingraben Event (Late Lower Carnian). – *Facies*, **53**, 267–292, Erlangen.
- HYATT, A. (1884): Genera of fossil cephalopods. – Proceedings of Boston Society of Natural History, **22**, 253–338, Boston.
- HYATT, A. (1900): Cephalopods. – In: ZITTEL, K.A. v. & EASTMAN, C.R. (Eds.): Textbook of Palaeontology, 1<sup>st</sup> English edition, 502–592, Figs. 1049–1235, London (Macmillan & Co).
- KEIM, L., SPÖTL, C. & BRANDNER, R. (2006): The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps). – *Sedimentology*, **53**, 361–386, Oxford.
- KIDWELL, S.M., FÜRSICH, F.T. & AIGNER, T. (1986): Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. – *Palaos*, **1**, 228–238, Tulsa.
- KITTL, E. (1903): Salzkammergut. Geologische Exkursionen unter der Führung von E. Kittl. – Führer für die Exkursion des 9. Internationalen geologischen Kongress, Wien, 118 pp., Wien.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. – Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie und Bergbaustudenten in Österreich, **21**, 361–412, Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973/1**, 113–115, Wien.
- KRYSTYN, L. (1978): Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **4**, 37–75, Wien.
- KRYSTYN, L. (1980): Stratigraphy of the Hallstatt region. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **35**, 69–98, Wien.
- KRYSTYN, L. (1982): Obertriassische Ammonoiten aus dem zentralnepalesischen Himalaya (Gebiet von Jomsom). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **36**, 1–63, Wien.
- KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Eds.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, 23–78, Österreichische Paläontologische Gesellschaft, Wien.
- KRYSTYN, L. & SCHLAGER, W. (1971): Der Stratotypus des Tuval. – Annals of the Hungarian Geological Institute, **54**, 591–605, Budapest.
- KUTASSY, A. (1932): Cephalopoda triadica 2. – Fossilium Catalogus, **56**, 372–832, Amsterdam.
- LAUBE, G.C. (1869a): Über *Ammonites Aon* Münster und dessen Verwandte. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **59**, 7–16, Wien.
- LUCAS, S.G. (2010): The Triassic chronostratigraphic scale: history and status. – In: LUCAS, S.G. (Ed.): The Triassic Timescale. – Geological Society, Special Publication, **334**, 17–39, The Geological Society of London, London.
- LUKENEDER, A. & LUKENEDER, P. (2021): The Upper Triassic Polzberg palaeobiota from a marine Konservat-Lagerstätte deposited during the Carnian Pluvial Episode in Austria. – Scientific Reports, **11**, 16644. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-96052-w>
- LUKENEDER, A. & LUKENEDER, P. (2022a): Taphonomic history and trophic interactions of an ammonoid fauna from the Upper Triassic Polzberg palaeobiota. – Scientific Reports, **12**, 7455. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-11496-y>
- LUKENEDER, A. & LUKENEDER, P. (2023): New data on the marine Upper Triassic palaeobiota from the Polzberg Konservat-Lagerstätte in Austria. – Swiss Journal of Palaeontology, **142/9**, 1–18. <https://doi.org/10.1186/s13358-023-00269-3>
- LUKENEDER, A., HARZHAUSER, M., İSLAMOĞLU, Y., KRYSTYN, L. & LEIN, R. (2012): A delayed carbonate factory breakdown during the Tethyan-wide Carnian Pluvial Episode along the Cimmerian terranes (Taurus, Turkey). – *Facies*, **58**, 279–296, Erlangen.
- LUKENEDER, A., SURMIK, D., GORZELAK, P., NIEDZWIEDZKI, R., BRACHANIEC, T. & SALAMON, M.A. (2020): Bromalites from the Upper Triassic Polzberg section (Austria); insights into trophic interactions and food chains of the Polzberg palaeobiota. – Scientific Reports, **10**, 20545. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77017-x>
- LUKENEDER, P. & LUKENEDER, A. (2022b): Mineralized belemnoid cephalic cartilage from the late Triassic Polzberg Konservat-Lagerstätte (Austria). – PLoS ONE **17/4**, e0264595. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0264595>
- LUKENEDER, S. & LUKENEDER, A. (2015): A new ammonoid Fauna from the Carnian (Upper Triassic) Kasimlar Formation of the Taurus Mountains (Anatolia, Turkey). – *Palaeontology*, **57/2**, 357–396, London.
- MIETTO, P., MANFRIN, S., PRETO, N. & GIANOLLA, P. (2008): Selected Ammonoid fauna from Prati di Stuoeres/Stuoeres Wiesen and related sections across the Ladinian–Carnian boundary (Southern Alps, Italy). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **114**, 377–429, Milano.
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1873): Das Gebirge um Hallstatt. Eine geologisch-paläontologische Studie aus den Alpen. 1 Theil. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6/1**, 1–174, Wien.
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1879a): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. – XIV + 552 pp., Akademie der Wissenschaften, Wien (Alfred Hölder).
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1879b): Vorläufige kurze Übersicht der Ammoniten-Gattungen der mediterranen und Juvavischen Trias. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7**, 133–143, Wien.
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **10**, 1–322, Wien.
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1893): Das Gebirge um Hallstatt, I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, II. Band. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt Wien, **6/2**, 1–835, Wien.
- MOJSISOVICS, J.A.E. (1902): Das Gebirge um Hallstatt, I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, I. Band. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Supplement to **6/1**, 175–356, Wien.

- MUELLER, S., KRYSSTYN, L. & KÜRSCHNER, W.M. (2016): Climate variability during the Carnian Pluvial Phase – A quantitative palynological study of the Carnian sedimentary succession at Lunz am See, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**, 198–211, Amsterdam.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – *Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **7**, 1–46, Wien.
- NIEDERMAYER, G. (1989): Der Bleiberger „Muschelmarmor“ – F.X. Wulfen's „kärnthenscher pfauen-schweifiger Helmintholith“. – *Carinthia II*, **179/99**, 47–57, Klagenfurt.
- PRETO, N., ROGHI, G. & GIANOLLA, P. (2005): Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography. – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **124**, 269–279, Rom.
- QUENSTEDT, F.A. (1846–1849): Cephalopoden. Petrefactenkunde Deutschlands, **1**, 1–580, Tübingen.
- RAKÚS, M. (1993): Late Triassic and Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (northern Calcareous Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136**, 933–963, Wien.
- RENZ, C. (1909): Etudes Stratigraphiques et Paleontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. – *Bulletin de la Société géologique de France*, quatrième série, **9**, 249–273, Paris.
- RENZ, C. (1910): Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **60**, 421–636, Wien.
- RENZ, C. (1911): Die mesozoischen Faunen Griechenlands. – *Palaeontographica – Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit*, **58**, 1–104, Stuttgart.
- RIGO, M., PRETO, N., ROGHI, G., TATEO, F. & MIETTO, P. (2007): A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**, 188–205, Amsterdam.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÄDEL, M., v. ELDIJK, T., WINKELHORST, H., REUMER, J.W.F. & HAUG, J. (2020): Triassic Isopoda – three new species from Central Europe shed light on the early diversity of the group. – *Bulletin of Geosciences*, **95**, 145–166, Praha.
- SCHAFFER, F.X. (1924): *Lehrbuch der Geologie. II. Teil. Grundzüge der historischen Geologie (Geschichte der Erde, Formationskunde)*. – X + 628 pp., Leipzig–Wien (Deuticke).
- SEPKOSKI, J.J. JR. (2002): A Compendium of Fossil Marine Animal Genera. – *Bulletin of American Paleontology*, **363**, 1–560, New York.
- SHEVYREV, A.A. (1990): Ammonoites and chronostratigraphy of the Triassic. – 179 pp., Moscow.
- SIMMS, M.J. & RUFFELL, A. (2018): The Carnian Pluvial Episode: from discovery, through obscurity, to acceptance. – *Journal of the Geological Society*, **175/6**, 989–992, London.
- SMITH, J.P. (1913): Ammonoidea. – In: EASTMAN, C.R. (Ed.): *Textbook of Paleontology*, 2<sup>nd</sup> English Edition, **1**, 617–677, London (Macmillan & Co).
- SPATH, L.F. (1930): Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland. – *Meddelelser om Groenland*, **83**, 1–90, Kopenhagen.
- SPATH, L.F. (1934): The Ammonoidea of the Trias. – *Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History)*, **4**, 1–521, London.
- SPATH, L.F. (1951): The Ammonoidea of the Trias (II). – *Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History)*, **5**, 1–228, London.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 17–33, Amsterdam.
- STAMPFLI, G.M., BOREL, G.D., MARCHANT, R. & MOSAR, J. (2002): Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. – In: ROSENBAUM, G. & LISTER, G.: *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. – *Journal of the Virtual Explorer*, **7**, 75–104, Melbourne.
- STUR, D. (1874): Neue Aufschlüsse im Lunzer Sandsteine bei Lunz und ein neuer Fundort von Wengerschiefer im Pölzberg zwischen Lunzersee und Gaming. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1**, 271–273, Wien.
- STUR, D. (1886): Vorlage des ersten fossilen Schädels von *Ceratodus* aus den ober triadischen Reingrabner Schiefen von Pölzberg nördlich bei Lunz. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **15**, 381–383, Wien.
- TATZREITER, F. (1982): Katalog der Typen und Abbildungsoriginale der Geologischen Bundesanstalt. Dritter Teil: Typen, Abbildungsoriginale und Belegstücke zu MOJSISOVICS, E. v. (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **2**, 123–147, Wien.
- TELLER, F. (1891): Über den Schädel eines fossilen Dipnoers, *Ceratodus Sturii* nov. spec. aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. – *Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **15**, 1–38, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV + 580 pp., Wien (Deuticke).
- TOZER, E.T. (1971): Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 989–1031, Ottawa. <https://doi.org/10.1139/e71-088>
- TOZER, E.T. (1980): New genera of Triassic Ammonoidea. *Current Research, Part A*. – *Geological Survey of Canada, Paper 80-1A*, 107–113, Ottawa.
- TOZER, E.T. (1981): Triassic Ammonoidea: Geographic and Stratigraphic Distribution. – In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R. (Eds.): *The Ammonoidea*. – *The Systematic Association Special Volume*, **18**, 397–432, London (Academic Press).
- TOZER, E.T. (1984): The Trias and its ammonoids: the evolution of a time scale. – *Geological Survey of Canada Miscellaneous Report*, **35**, 1–171, Ottawa.
- TOZER, E.T. (1994): Canadian Triassic Ammonoid Faunas. – *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **467**, 1–663, Ottawa.
- TRAUTH, F. (1935): Die Aptychen der Trias. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, Abteilung 1*, **144**, 455–483, Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **26/1**, 1–99, Wien.
- URLICHS, M. (1994): *Trachyceras* LAUBE 1869 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien). – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B (Geologie und Palaeontologie)*, **217**, 1–55, Stuttgart.
- WAAGEN, W. (1895): Salt Range Fossils Vol. 2. Fossils from the Ceratite Formation. – *Palaeontologia indica, Series 13*, **2**, 1–323, Kalkutta.

WELTER, O. (1915): Die Ammoniten und Nautiliden der ladinischen und anisichen Trias von Timor. – *Palaeontologie von Timor*, **5**, 71–136, Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1970): Über den Ursprung der Neoammonoideen. Das Problem einer Typogenese. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **63**, 923–1020, Basel.

WULFEN, F.X. v. (1793): Abhandlung vom kärnthenschen pfauen-schweifigen Helmintholith oder dem sogenannten opalisierenden Muschelmarmor. – Königlich preußische Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin, 1–124, Erlangen (Johann Jakob Palm).

ZITTEL, K.A. v. (1885): Paläozoologie. II. Handbuch der Palaeontologie 1. – 983 pp., Oldenbourg–München–Leipzig.

---

Received: 4. October 2022, accepted: 14. July 2023

# Plates

---

## Plate 1

### *Austrotrachyceras minor* (MOJSISOVICS, 1893)

- Figs. A–O:** different ontogenetic stages, morphological details of *Austrotrachyceras minor* in lateral and ventral views.
- Fig. A:** lateral view of an adult specimen with spiral tuberculation, note typical crowding of finer ribbing on last part of body chamber and double ventral tuberculation, NHMW 2012/0228/1926.
- Fig. B:** lateral view of a body chamber fragment, adult specimen, note typical crowding of finer ribbing on body chamber with fine intercalated striae, external side with imprint of smooth ventral furrow adjacent double row with tubercles, NHMW 2012/0228/1890.
- Fig. C:** lateral view of an adult specimen with original shell, note typical temporary crowding of finer ribbing on body chamber, strong compression of body chamber, phragmocone almost unaffected, NHMW 2012/0228/2225.
- Fig. D:** lateral view of an adult specimen, note typical temporary crowding of finer ribbing on body chamber, strong compression of body chamber, note strong radial ribbing in early stages weakening on body chamber, stronger spiral ribbing on body chamber, NHMW 2012/0228/1855.
- Fig. E:** magnification of Fig. D, early ontogenetical stages with strong ribbing, NHMW 2012/0228/1855.
- Fig. F:** lateral view of an adult specimen, note typical temporary crowding of finer ribbing on body chamber, NHMW 2012/0228/1927.
- Fig. G:** magnification of Fig. F, apertural crowding of ribbing on adult stage, NHMW 2012/0228/1927.
- Fig. H:** lateral view of a mid-aged specimen, strong ribbing and tuberculation, note occasional bifurcation from umbilical nodes, NHMW 2012/0228/1856.
- Fig. I:** magnification of Fig. H, strong and bifurcating ribbing style, NHMW 2012/0228/1856.
- Fig. J:** lateral view of a mid-aged specimen with original shell, note occasional crowding of ribbing, NHMW 2021/0123/0131.
- Fig. K:** ventral view, ventrolaterally oriented body chamber fragment, original shell, NHMW 2021/0123/0160.
- Fig. L:** ventral view, ventrally oriented body chamber fragment, original shell, NHMW 2021/0123/0157.
- Fig. M:** ventral view, ventrally oriented body chamber fragment, original shell, NHMW 2021/0123/0158.
- Fig. N:** ventrolateral view, note smooth and deep ventral furrow, original shell, specimen with suture line, NHMW 2012/0228/2226.
- Fig. O:** ventral view, double row of tubercles adjacent to the ventral furrow, original shell, NHMW 2012/0228/1894.

White asterisk at the edge of body chamber to phragmocone.

Fig. J (Fig. 3A), Fig. K (Fig. 6H), Fig. L (Fig. 6E) and Fig. M (Fig. 6F), refigured after uncoated specimens in LUKENEDER & LUKENEDER (2022a).

Scale bars: 10 mm.

---



---

## Plate 2

### *Austrotrachyceras minor* (MOJSISOVICS, 1893)

- Figs. A–N:** different ontogenetic stages, morphological details and suture of *Austrotrachyceras minor* in lateral views, all with original shell.
- Fig. A:** lateral view of an adult specimen with spiral tuberculation, note typical crowding of finer ribbing on last part of body chamber, NHMW 2021/0123/0167.
- Fig. B:** lateral view of an adult specimens, note typical change in ribbing and tuberculation, NHMW 2021/0123/0140.
- Fig. C:** lateral view of an adult specimen with original shell, note crowding of finer ribbing on final body chamber, NHMW 2021/0123/0132.
- Fig. D:** lateral view of an adult specimen, note crowding of finer ribbing on final body chamber, with in situ *Anaptychus*, NHMW 2021/0123/0141.
- Fig. E:** lateral view of an adult specimen with suture line; inside of original shell, note compressed body chamber hidden in deposit, NHMW 2012/0228/2227.
- Fig. F:** magnification of Fig. E, note trachyceratid style of suture, NHMW 2012/0228/2227.
- Fig. G:** lateral view of a juvenile specimen, strong ribbing and tuberculation, note crowding of finer ribbing on final body chamber, NHMW 2012/0228/1730.
- Fig. H:** lateral view of a juvenile specimen, strong ribbing and tuberculation, note crowding of finer ribbing on final body chamber, NHMW 2012/0228/1836.
- Fig. I:** lateral view of a juvenile specimen, strong ribbing and tuberculation, note crowding of finer ribbing on final body chamber, NHMW 2012/0228/1861.
- Fig. J:** lateral view of a juvenile specimen, strong ribbing and tuberculation, note crowding of finer ribbing on final body chamber, with in situ *Anaptychus*, NHMW 2021/0123/0168.
- Fig. K:** lateral view of a juvenile specimen strong ribbing and tuberculation, note suture line, NHMW 2012/0228/2226.
- Fig. L:** magnification of Fig. K, coated, NHMW 2012/0228/2226.
- Fig. M:** line drawing of suture line of Fig. K, NHMW 2012/0228/2226.
- Fig. N:** magnification of Fig. K, not coated, NHMW 2012/0228/2226.

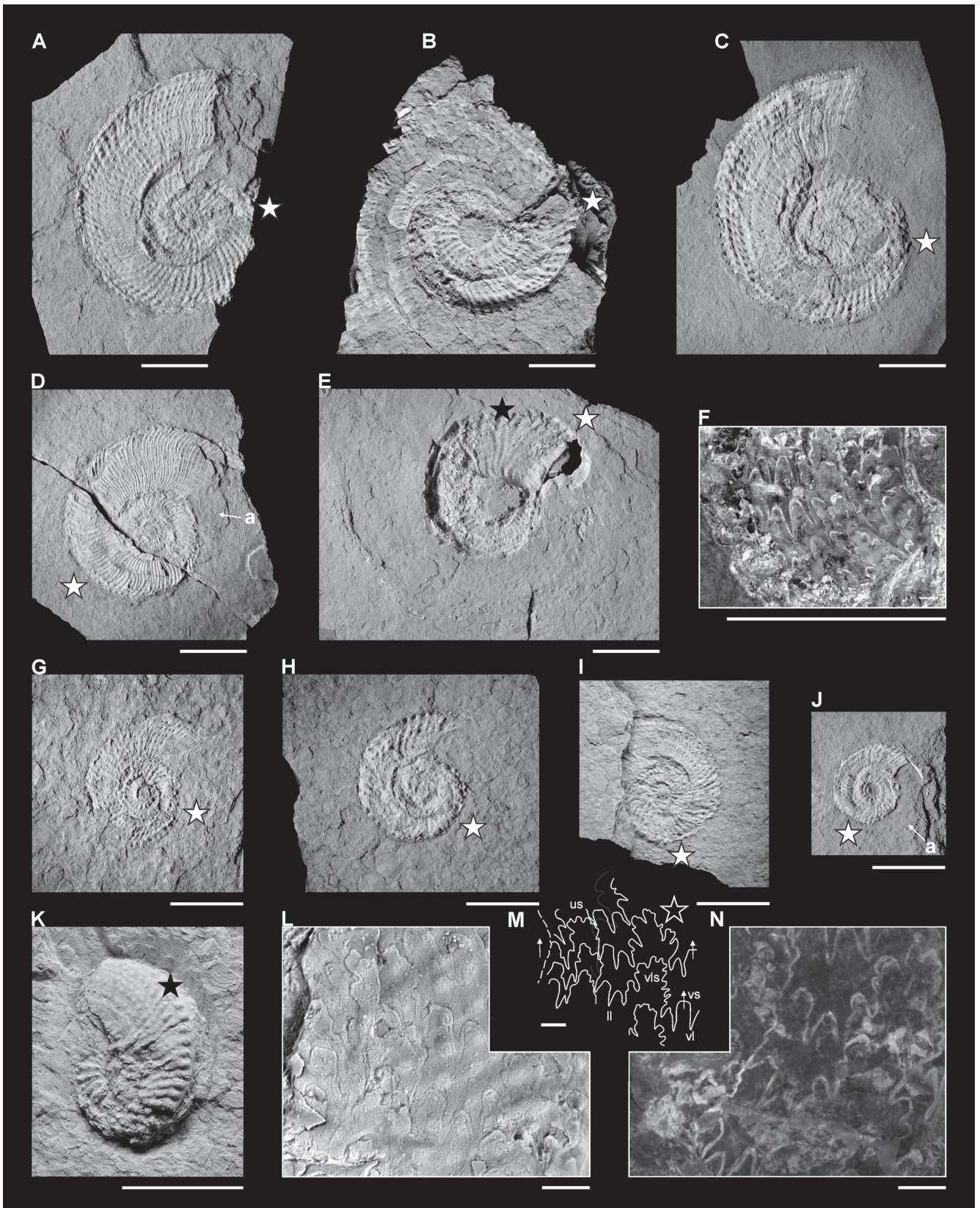
Black asterisks mark position of sutures of magnifications in Fig. F from Fig. E, and in Figs. L–N from Fig. K. Figs. F, N are uncoated. White asterisks mark position of last suture, start of body chamber.

White arrow (a) position of *Anaptychus*.

Fig. C (Fig. 3C) and Fig. D (Fig. 5A), refigured after uncoated specimens in LUKENEDER & LUKENEDER (2022a).

Scale bars: 10 mm, except Figs. L–N: 1 mm.





---

## Plate 3

### *Paratrachyceras haberfellneri* (MOJSISOVICS, 1882)

- Figs. A–Q:** different ontogenetic stages, morphological details and suture of *Paratrachyceras haberfellneri* in lateral and ventral views.
- Fig. A:** lateral view of an adult fragmented specimen with sigmoidal ribbing, note weak ventrolateral tuberculation, with in situ *Anaptychus*, NHMW 2021/0123/0153.
- Fig. B:** lateral view of an adult specimens, note typical change in ribbing and weak ventrolateral tuberculation, with in situ *Anaptychus*, NHMW 2021/0123/0144.
- Fig. C:** lateral view of a fragmented specimen, NHMW 2021/0123/0154.
- Fig. D:** lateral view of an adult specimen, note weak ventrolateral tuberculation a ventral furrow, NHMW 2021/0123/0169.
- Fig. E:** ventrolateral view of a fragment, note weak ventrolateral tuberculation and ventral furrow, adult specimen, NHMW 2021/0123/0170.
- Fig. F:** ventrolateral view of a fragment, note ventral thickening of proverse ribbing and tuberculation with ventral furrow, adult specimen, NHMW 2021/0123/0171.
- Fig. G:** ventrolateral view of a fragment, note furcation in ribbing and weak ventrolateral tuberculation, inside view of original shell, adult specimen, NHMW 2021/0123/0172.
- Fig. H:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs and thickening on flank, NHMW 2021/0123/0173.
- Fig. I:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs and thickening on flank, NHMW 2021/0123/0174.
- Fig. J:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs and thickening on flank, note fine tuberculation on ventrolateral shell and suture on juvenile stage, NHMW 2021/0123/0175.
- Fig. K:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs and thickening on flank, note fine tuberculation on ventrolateral original shell, NHMW 2021/0123/0176.
- Fig. L:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs and thickening on flank, note fine tuberculation on ventrolateral original shell, NHMW 2021/0123/0177.
- Fig. M:** lateral view of an adult specimen, furcating and sigmoidal ribs note finer ribs and crowding on lateral part near aperture, Ma positive, Mn negative, NHMW 2021/0123/0178.
- Fig. N:** ventrolateral view of an adult specimen, note fine ribs thickening on venter, crossing in a bow ventral furrow near aperture, NHMW 2021/0123/0179.
- Fig. O:** ventrolateral view of an adult specimen, note fine ribs thickening on venter, crossing in a bow ventral furrow near aperture, NHMW 2021/0123/0180.
- Fig. P:** ventrolateral view of an adult specimen, note fine ribs thickening on venter, crossing in a bow ventral furrow near aperture, NHMW 2021/0123/0181.
- Fig. Q:** view of numerous fragments in a bromalite mass, note typical features as thickening ribs, and ventrolateral tuberculation, NHMW 2021/0123/0182.

Black asterisk marks position of suture of magnification Fig. A.

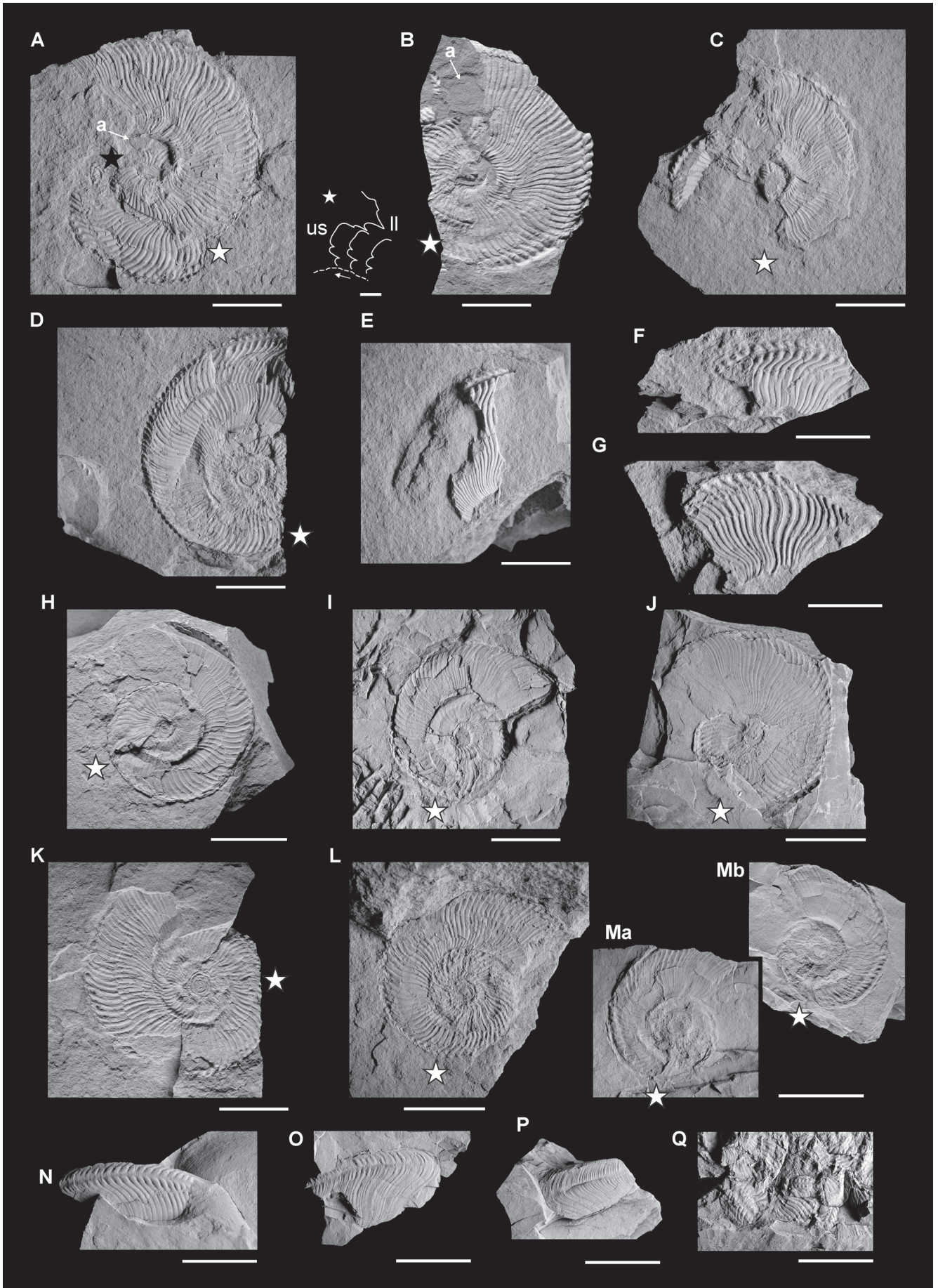
White asterisks mark position of last suture, start of body chamber.

White arrow (a) position of *Anaptychus*.

Fig. A (Fig. 6A), Fig. B (Fig. 5D) and Fig. C (Fig. 6B), refigured after not coated specimens in LUKENER & LUKENER (2022a).

Scale bars: 10 mm, except suture drawing with 1 mm.

---



---

## Plate 4

### *Carnites floridus* (WULFEN, 1793)

**Figs. A–D:** different preservations and typical shell ornamentation in *Carnites floridus*, all with original shell.

**Fig. A:** lateral view of an adult entire specimen with narrow umbilicus with rounder shoulder, note fine growth lines on body chamber, NHMW 2012/0228/0226.

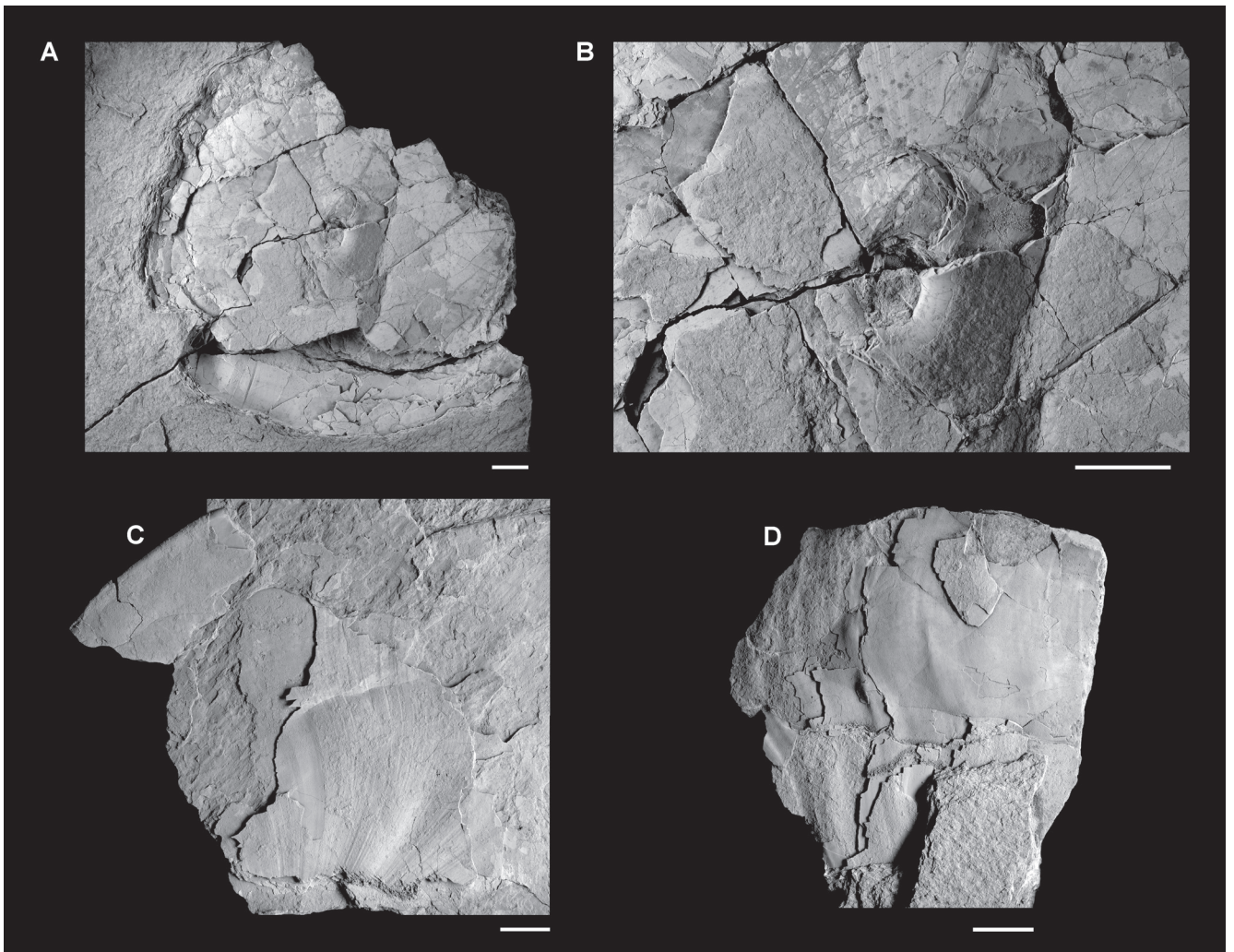
**Fig. B:** magnification of Fig. A, with details of umbilical area, NHMW 2012/0228/0226.

**Fig. C:** lateral view of an adult fragment, note growth lines, typical swellings of ribs on lower flank and acute venter, NHMW 2021/0123/0183.

**Fig. D:** lateral view of an adult fragment with growth lines, typical swellings of ribs on lower flank and acute venter, NHMW 2012/0228/0230.

Scale bars: 10 mm.

---



---

## Plate 5

### *Simonyceras simonyi* (HAUER, 1847)

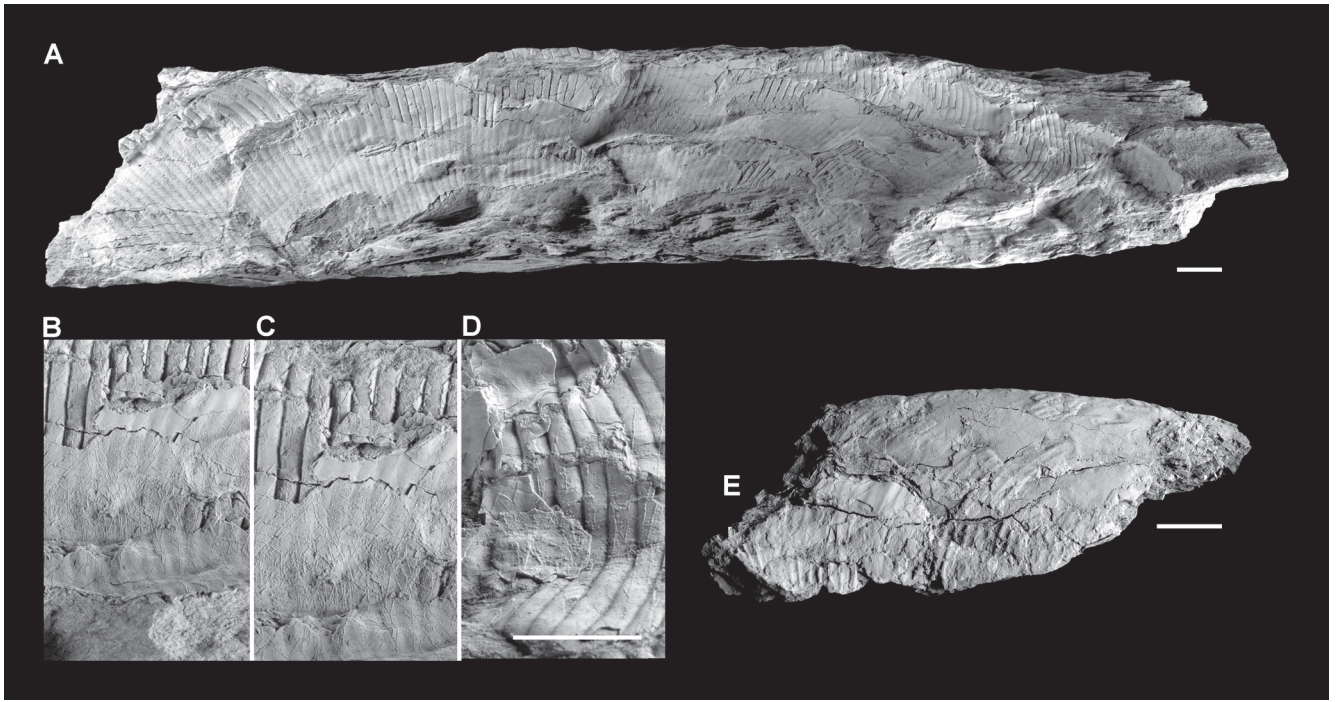
**Figs. A–D:** fragmented specimens with typical shell ornamentation in *Simonyceras simonyi*, all with original shell.

**Fig. A:** ventrolateral view of an adult fragmented specimen with narrow round flank and venter, NHMW 2012/0228/0360.

**Figs. B–D:** magnifications of Fig. A, with details of typical ribbing and shell morphology, NHMW 2012/0228/0360.

**Fig. E:** lateral view of an adult fragment, with rounded venter, NHMW 2012/0228/0225.

Scale bars: 10 mm.









## A tourmaline-andalusite-garnet bearing leucogranite within the Monotonous Series, Southern Bohemian Massif, Austria

RICHARD GÖD\* & THEODOROS NTAFLÓS\*

9 Text-Figures, 8 Tables

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
36 Ottenschlag / NM 33-11-16 Ottenschlag

Moldanubicum  
Monotonous Series  
Leucogranite  
Tourmaline  
Andalusite  
Garnet

### Contents

Abstract	57
Zusammenfassung	58
Introduction	58
Regional Geology	58
Local Geology	58
Petrography	58
Macroscopic observations	58
Microscopic observations	59
Sampling and analytical methods	61
Analytical results	61
Whole rock chemistry and trace elements	61
Mineral analyses	62
Feldspars	62
Tourmaline	62
Garnet	63
Andalusite	63
Micas	64
Discussion	64
Conclusions	66
Acknowledgements	66
References	66
Appendix (Tables 2-8)	68

### Abstract

The Bernreith leucogranite, embedded within paragneisses of the Monotonous Serie (= Ostrong Unit), is a peraluminous muscovite-tourmaline-andalusite-garnet bearing plutonic body with a primary, magmatic texture. It is characterised by an ubiquitous disseminated tourmaline (schorl) mineralisation and, consequently, by significant boron contents up to 1,300 ppm. An accessory andalusite mineralisation, interpreted as of magmatic origin as well as the occurrence of garnet emphasise the peraluminous chemistry of the Bernreith leucogranite. Low K/Rb ratios ranging between 67 and 136 (with a maximum of 214), a single fluorine content of  $\approx 2,300$  ppm and elevated tin concentrations between 15 and 55 ppm point to a moderate geochemical differentiation within the leucogranitic body. Mineralogical, geochemical and geological similarities between the Bernreith leucogranite and the so called "Blaník orthogneiss[es]" in the Czech part of the Moldanubicum (BREITER et al., 2005; RENÉ & FINGER, 2016) are in favour of grouping them together. The magmatic event giving rise to the formation of the leucogranitic Blaník Orthogneiss[es] is interpreted as an early Paleozoic age (ibidem). The Bernreith leucogranite might therefore also, based on the similarities as mentioned, be interpreted as an early Paleozoic age. However, the nature of emplacement of the Bernreith leucogranite as such remains an open question. The lack of an intrusive contact and the lack of any other contact phenomenon seems to be in favour of a tectonic rather than an intrusive interpretation for its emplacement.

\* RICHARD GÖD, THEODOROS NTAFLÓS: University of Vienna, Department of Lithospheric Research, Josef-Holaubek-Platz 2, 1090 Wien. richard.goed@univie.ac.at, theodoros.ntaflos@univie.ac.at

# Ein Turmalin-Andalusit-Granat führender Leukogranit innerhalb der Monotonen Serie, Südliche Böhmisches Masse, Österreich

## Zusammenfassung

Der Bernreith Leukogranit repräsentiert einen peraluminösen, Muskovit-Turmalin-Andalusit-Granat führenden plutonischen Körper mit magmatischem Gefüge. Er ist von Paragneisen der Monotonen Serie („Ostrong Einheit“) umgeben. Die disseminierte Turmalinführung (Schörl) ist über den gesamten Leukogranit homogen verteilt. Der als magmatisch interpretierte Andalusit wie auch das Auftreten von Granat unterstreichen dessen peraluminösen Chemismus. Geochemisch sind der hohe Borgehalt (max. 1.300 ppm), leicht erhöhte Zinngehalte (15–55 ppm), niedrige Kalium/Rubidium Quotienten zwischen 67 und 136 (max. 214) sowie ein singulärer Fluorgehalt von 2.300 ppm Zeichen einer moderaten Differentiation.

Zwischen dem Leukogranit von Bernreith und dem sogenannten „Blaník Orthogneis“ (BREITER et al., 2005; RENÉ & FINGER, 2016) innerhalb des tschechischen Anteils der Monotonen Serie bestehen deutliche geologische, mineralogische und geochemische Ähnlichkeiten. Das Alter der „Blaník Orthogneise“ wird als altpaläozoisch angenommen (ibidem), was auf Grund der beschriebenen Ähnlichkeiten zum Leukogranit von Bernreith für diesen ebenfalls anzunehmen ist. Die Platznahme des Leukogranites von Bernreith bleibt eine offene Frage. Da weder ein Primärkontakt noch Kontaktphänomene s.l. zu den umgebenden Paragneisen zu beobachten sind, scheint ein tektonischer Kontakt gegenüber einer intrusiven Platznahme des Leukogranites jedoch wahrscheinlicher zu sein.

## Introduction

A leucogranite displaying a disseminated tourmaline mineralisation has been found next to the tiny village Bernreith, 3 km NW of Ottenschlag and around 100 km NW of Vienna. The tourmaline mineralisation can be traced for about 1.5 km over the entire length of the granitic body. The tourmaline is associated with accessory andalusite and garnet. The granite is hosted by medium to high grade metamorphic paragneisses but does hardly show any metamorphic overprint still keeping its equigranular, granitic texture. A group of similar tourmaline and sillimanite bearing orthogneisses to “metagranites” have been described from the Czech part of the Moldanubicum and are interpreted as products of an extensive lower Paleozoic magmatic event (BREITER et al., 2005; RENÉ & FINGER, 2016). However, such leucogranites were unknown to date within the Monotonous Series of the Southern Bohemian Massif. This paper aims to describe and classify this rock petrographically and mineralogically.

## Regional Geology

The investigated area (Text-Fig. 1) belongs to the Moldanubicum, a significant part of the Bohemian Massif, which in turn is part of the Variscan basement of Europe's geology. The stratigraphic deepest part of the Moldanubicum, the “Monotonous Series” (also termed as “Ostrong Unit”), is predominantly composed of cordierite bearing as well as cordierite free monotonous paragneisses. Subordinated orthogneisses, scarce calcisilicate gneisses, quartzites and eclogite-amphibolites form additional strata within the paragneisses. For the regional geology, see map sheet 1:50,000, ÖK 36 Ottenschlag (FUCHS, 1979; FUCHS, 1983; FUCHS & FUCHS, 1986; FUCHS & ROETZEL, 1990). Detailed petrological investigations regarding these paragneisses have been carried out (LINNÉR, 1992, 1996; PETRAKAKIS, 1997; KLÖTZLI et al., 1999) and may be, based on these papers, summarized as follows: an early metamorphic stage is preserved as kyanite-staurolite relics, followed by a peak metamorphism triggering the partial melting, indicating P-T conditions of 720 ° +/- 30 °C and  $P_{\min} = 4.4 \pm 0.4$  kbar. Final rehydration reactions recorded by white mica porphyroblasts were estimated with 650–700 °C and 3–5 kbar. Recent zircon dating of an orthogneiss (“Laimbach gneiss”) within the paragneisses in Lower Austria

yielded an age of 475 Ma, revealing at the same time a Cambrian to Ordovician minimum sedimentation age for the paragneisses (STOCKINGER, 2021).

## Local Geology

Due to the total cover of the area by meadows, marshy soil and alluvial strata all observations are based on boulders. However, the peneplain of the area investigated, undulating around 700 m a.s.l., excludes significant transport and suggests the boulders to be sub-autochthonous.

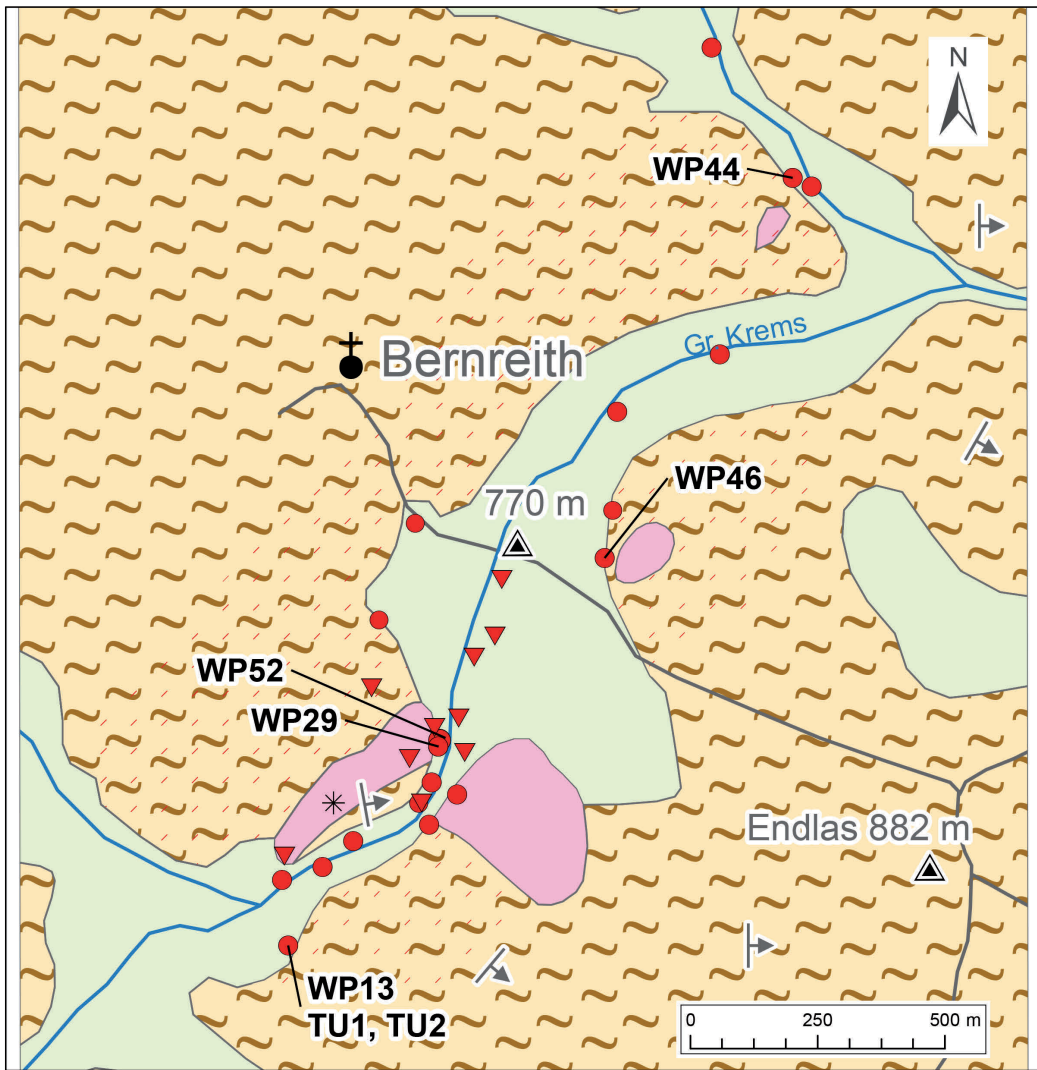
The isolated leucogranitic bodies around the tiny village Bernreith as mapped by FUCHS & FUCHS (1986), confirm a SW–NE extension of the granite around 1.5 km. Remapping suggests a larger extension of the granitic body as shown in the map. The tourmaline mineralisation, locally already mentioned by FUCHS (1979), represents an ubiquitous disseminated mineralisation along the entire extension of the granite.

The granite is hosted by paragneisses as described above. These paragneisses host themselves veinlets of aplites and small, tourmaline bearing pegmatoids. No primary contact between the leucogranite and the paragneisses have been found. A single, doubtless *tectonic* contact between the leucogranite and the paragneisses occurs south of sample site WP 29 (Text-Fig. 1). It is made up by a lit par lit, 12 m thick sequence of alternating granite and paragneiss lamellae varying between dm to m in thickness. The lamellae strike  $\approx$  N–S and dip  $\approx$  70° E, almost perpendicular to the general orientation of the granitic body.

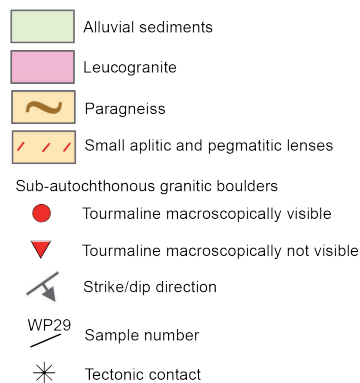
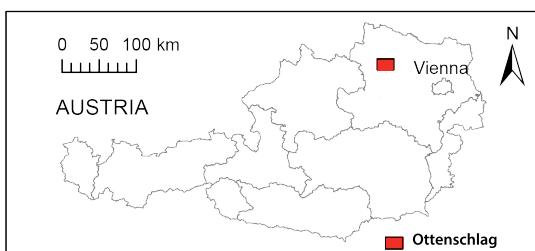
## Petrography

### Macroscopic observations

The leucogranite displays an overall homogeneous, equigranular texture without any preferred orientation. However, a very weak lineation may occur locally. Two subtypes can be distinguished, a coarse grained one with average grain sizes around 5 mm and a fine grained variety with grain sizes around 1 mm to 2 mm. Due to the lack of outcrops, their spatial and volumetric relation cannot even be estimated. Quartz, milky feldspars and tourmaline is the dominating paragenesis across the whole extension



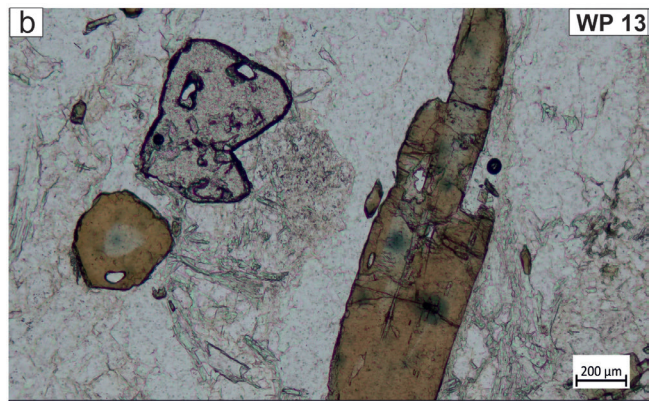
Text-Fig. 1. Local geology around the village Bernreith after FUCHS & FUCHS (1986); detail from Geological Map of Austria 1:50,000, sheet 36 Ottenschlag, Geological Survey of Austria, Vienna; remapped and modified.



of the granitic body. While the disseminated tourmaline in the coarse grained subtype tends to form xenomorphic “patches” of ~ 5 mm in diameter, the tourmaline in the fine grained variety forms thin needles up to a (rare) maximum length of close to 10 mm. They contribute to an estimated volume of around 1 Vol.-% to the granite. Rare pegmatitic schlieren up to 20 cm in size, containing tourmaline crystals of a few cm length, occur locally within the granite. Muscovite content is always below 1 Vol.-% and rarely exceeds grain sizes of 1 mm. Small garnets of around 1 mm in size are occasionally visible by naked eye (e.g. sample WP13). Biotite is even scarcer and seems to be restricted to the coarse-grained subtype of the granite.

### Microscopic observations

A total of 15 thin sections have been investigated. A striking general feature is the typical magmatic texture and the absence of foliation. All of them mirror the non-foliated, primary granitic texture as described. Quartz forms mostly a fine grained, somewhat “fluidal” matrix between the significantly larger feldspar individuals. Microcline grains are xenomorphic to hypidiomorphic, perthitic and in the average smaller than the plagioclase grains. No myrmekitic intergrowths have been observed. The plagioclases are mainly hypidiomorphic, weakly zoned and almost completely sericitised. Some of them bear quartz inclusions.



Text-Fig. 2.  
 a) Coexisting garnet and tourmaline. Tourmaline with pleochroic halos (blueish colour) around the zircon inclusions.  
 b) Zoned tourmaline with homogeneous core also with pleochroic halos around zircons.

Tourmaline is homogeneously distributed across the granitic body, displaying a hypidiomorphic to idiomorphic shape. The crystals show a blue-coloured core surrounded by a brownish coloured rim and include numerous extremely tiny zircons triggering pleochroic halos of some few 10 µ in diameter (Text-Figs. 2a, b).

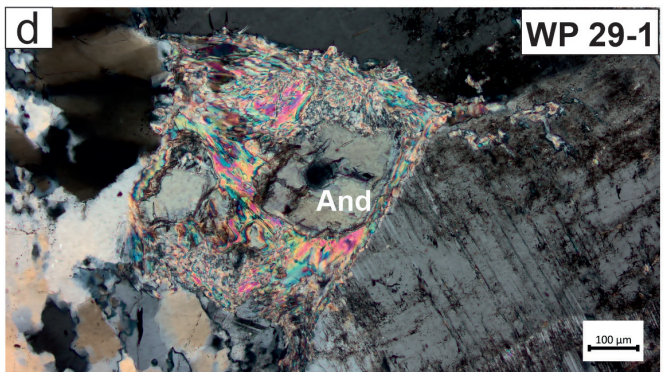
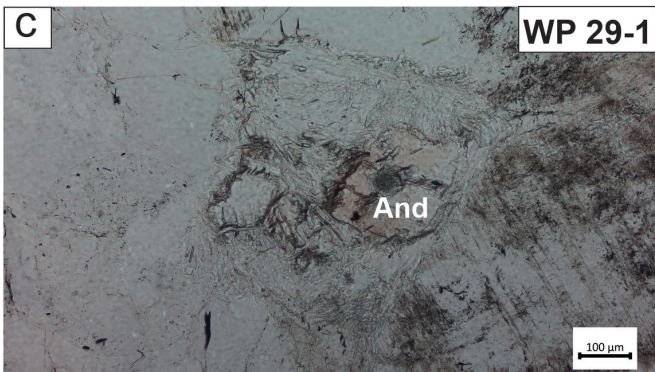
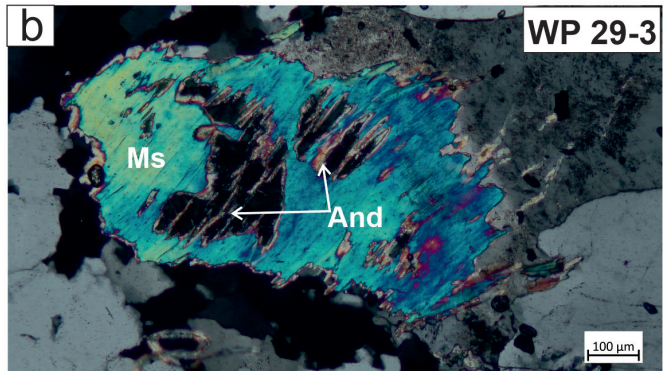
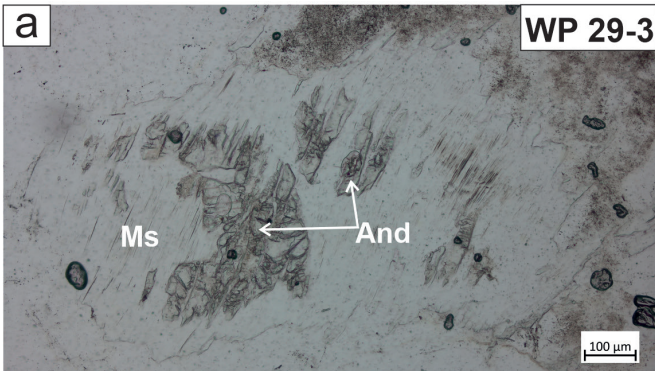
A significant accessory mineral occurring in both subtypes is andalusite, predominantly ranging in size between ≈ 200 µ and ≈ 400 µ. All the grains are xenomorphic and surrounded by polycrystalline aggregates or single muscovite individuals. These alterations may ultimately replace the andalusite to various degrees (Text-Figs. 3a-d).

Various kinds of muscovite can be distinguished: a) rare, tiny individuals within the granitic matrix, sometimes of a weak, pale-green colour. These muscovites are interpret-

ed as of primary magmatic origin; b) fibrous aggregates of lately formed muscovite, mainly along grain boundaries of feldspars; c) muscovite as product of sericitisation of plagioclases; d) muscovite as alteration product of andalusite.

Hypidiomorphic to skeletal shaped small garnets with average grain sizes below 1 mm occur as rare accessory mineral across the granite. The garnets are free of inclusions. They may be intergrown with tourmaline (Text-Figs. 2a, b).

Biotite is extremely rare and absent in most of the thin sections. Apatite is likewise a rare accessory mineral; no zircons other than those included in tourmalines have been found.



Text-Fig. 3.  
 Relictic, partially replaced andalusite surrounded by mostly fibrous muscovite crystals (a, c: PPL; b, d: XPL); andalusite is characterised by a slightly rose colour in 3c.

## Sampling and analytical methods

Due to the complete lack of outcrops, sampling focused exclusively on sub-autochthonous boulders, reaching average sizes of some few meters in diameter. Therefore, sampling had to be carried out using a portable “petrol drill and breaker” device. In this study, 15 thin sections have been prepared for petrographic description and 5 polished thin section for electron microprobe analyses. Sample sizes for chemical analyses were in the order of 3 kg each. The samples were comminuted via jaw crusher, split and ground using an agate mill. The whole rock major and trace elements were performed on a sequential X-Ray spectrometer PHILIPS PW2404 using a super-sharp endwindow tube with a Rh-anode and a programmable 4 kW generator (60 kV max., 125 mA.; iso-Watt-switching), the accompanying software is PANalytical “SuperQ” vers. 5.1B (5.2822.3). Major elements were determined on calcined rock powder fused with lithium tetraborate as flux to form a glass bead. Trace elements were determined directly on the crushed and milled rock powder mixed with polyvinyl alcohol as a binding agent to form a pressed powder pellet. These analyses have been carried out at the Department of Lithospheric Research, University of Vienna. Fluorine and boron have been analysed by a commercial laboratory: fluorine by KOH fusion and an ion selective electrode and boron by NaOH fusion and ICP-MS finish.

Mineral analyses were carried out with a Cameca SXFive FE Electron Probe Microanalyzer (EPMA) at the Department of Lithospheric Research, University of Vienna. All analyses were performed against natural and synthetic standards by utilizing wavelength-dispersive spectrometers. The acceleration voltage, the beam current and the counting time on the peak position were 15 kV, 20 nA and 20 seconds respectively, and standard correction procedures were applied. For the feldspars, in order to avoid loss of the alkalis Na and K, a 5 µm in diameter defocused beam current and 10 seconds counting time on peak position were applied.

The identification of the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polymorph as andalusite were made via Raman spectroscopy. This was done by using a Horiba LabRAM HR Evolution system equipped with Olympus BX-series optical microscope, 1,800 grooves per mm diffraction grating, and Peltier-cooled, Si-based charge-coupled device detector. The spectrum was excited with the 633 nm emission of a He-Ne laser (10 mW). A 100× objective (numerical aperture 0.90) was used to focus the light onto the sample surface. More experimental details are described elsewhere (ZEUG et al., 2018).

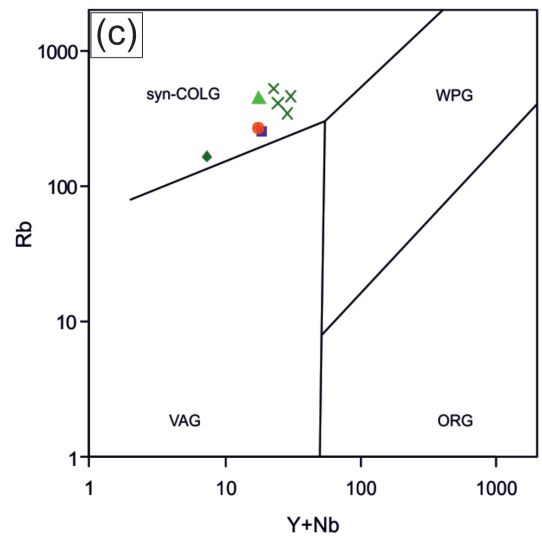
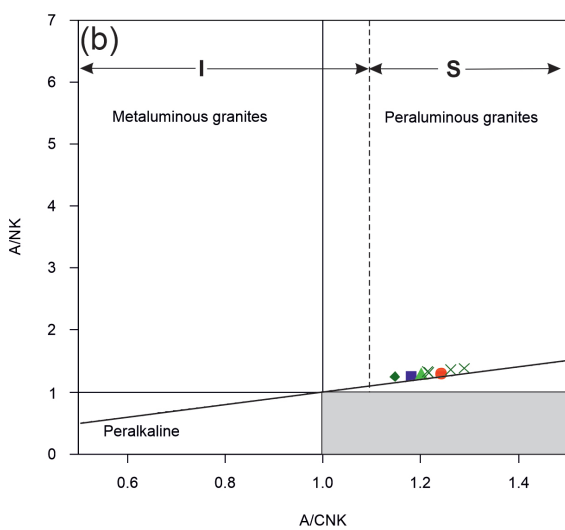
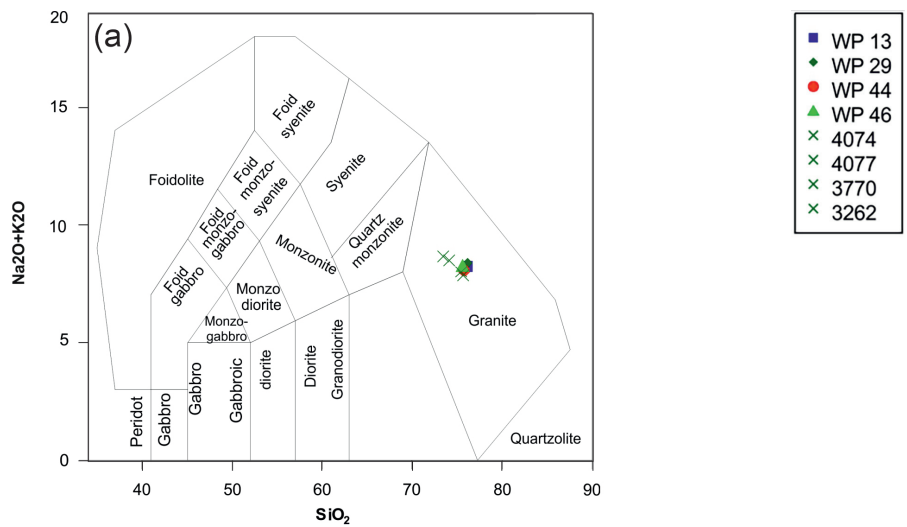
## Analytical results

### Whole rock chemistry and trace elements

Four samples have been analysed for their bulk and trace element chemistry (Tab. 1). The samples WP 13, WP 44 and WP 46 correspond to the fine-grained subtype whereas sample WP 29 represents the coarse-grained subtype. The bulk composition is consistent with the chemistry of a leucocratic granite, displaying  $\text{SiO}_2$  contents around 74.0 wt-%, low iron, magnesium, and calcium contents and an alkali-content ( $\text{Na}_2\text{O}$  plus  $\text{K}_2\text{O}$ ) of  $\approx 8.0$  wt-% (Text-Fig. 4a). The fine-grained subtype displays K/Rb ratios of

Sample	WP 13	WP 29	WP 44	WP 46
$\text{SiO}_2$	75.32	74.80	74.26	74.34
$\text{TiO}_2$	0.06	0.07	0.07	0.04
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.88	13.82	14.21	14.24
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$	0.65	0.42	0.78	0.74
MnO	0.08	0.02	0.08	0.09
MgO	0.10	0.10	0.08	0.06
CaO	0.40	0.52	0.34	0.34
$\text{Na}_2\text{O}$	3.99	3.93	3.99	4.50
$\text{K}_2\text{O}$	4.13	4.28	3.94	3.54
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.32	0.27	0.32	0.44
LOI	0.49	0.43	0.62	0.50
SUM	99.42	98.67	98.69	98.83
K/Na	1.16	1.22	1.1	0.98
K/Rb	136	214	120	67
Rb/Sr	8.1	3.2	34	29
Al/CNK	1.18	1.16	1.24	1.2
F	2,350	350	730	790
B	1,020	1,120	1,010	1,330
Ba	63	102	20	25
Rb	252	166	272	437
Sr	31	52	8	15
La	1.7	1.4	2.2	0.94
Ce	5	< 1	6	5
Y	10	3	6	6
As	4	2	2	11
Pb	23	30	13	10
Zn	28	18	38	38
Cu	7	8	7	7
Mo	< 1	< 1	< 1	< 1
Cs	26	10	27	70
Li	121	32	24	45
Be	4	1.2	0.8	2.2
Sn	25	15	32	55
W	10	3	6	6
Nb	8.7	4.4	14.7	11.7
Ta	< 1	< 1	2	3
Th	0.5	0.3	0.5	0.3
U	1.6	0.8	1.7	1.8
Zr	20	19	33	22
Rb/Sr	8.1	3.2	34	29
U/Th	3.2	2.7	3.4	6
T Fe total as $\text{Fe}_2\text{O}_3$				

Tab. 1.  
Major and trace elements of the leucogranites from Bernreith.



Text-Fig. 4.  
a) Total Alkali vs. Silica classification diagram after MIDDLEMOST (1994).  
b) Plot of the Bernreith leucogranites in the A/NK vs. A/CNK diagram (NÉDÉLEC & BOUCHEZ, 2015 and references therein), with I- and S-type domains clearly show their peraluminous character.  
c) In the discrimination diagram, Rb vs. Y+Nb (PEARCE et al., 1984) the leucogranites plot within the syn-COLG field. VAG: volcanic-arc granites, syn-COLG: syncol-lisional granites, WPG: within-plates, ORG: ocean ridge granites.  
The samples with the symbol x in the legend are from BREITER et al. (2005).

136, 120 and 67 respectively whereas the K/Rb ratio of the coarse-grained sample WP 29 displays a significantly higher ratio of 214. All studied samples plot to the peraluminous field of the A/NK vs. A/CNK diagram with ratios ranging between 1.16 and 1.24 (Text-Fig. 4b).

The trace element composition is dominated by a boron content ranging between 1,010 to 1,330 ppm. The fluorine content varies strongly from 350 to 2,350 ppm. Elevated tin contents ranging between 15 and 55 ppm are noteworthy. The sample WP 46, obviously the most evolved one, displays the highest Rb and Cs content (437 and 70 ppm respectively). Though the absolute concentrations of uranium and thorium are surprisingly low, the ratio U/Th is > 1. These erratic trace element contents and ratios point again to some moderate internal differentiation as already mentioned. A very low Zr content (19–33 ppm) has to be emphasised as well.

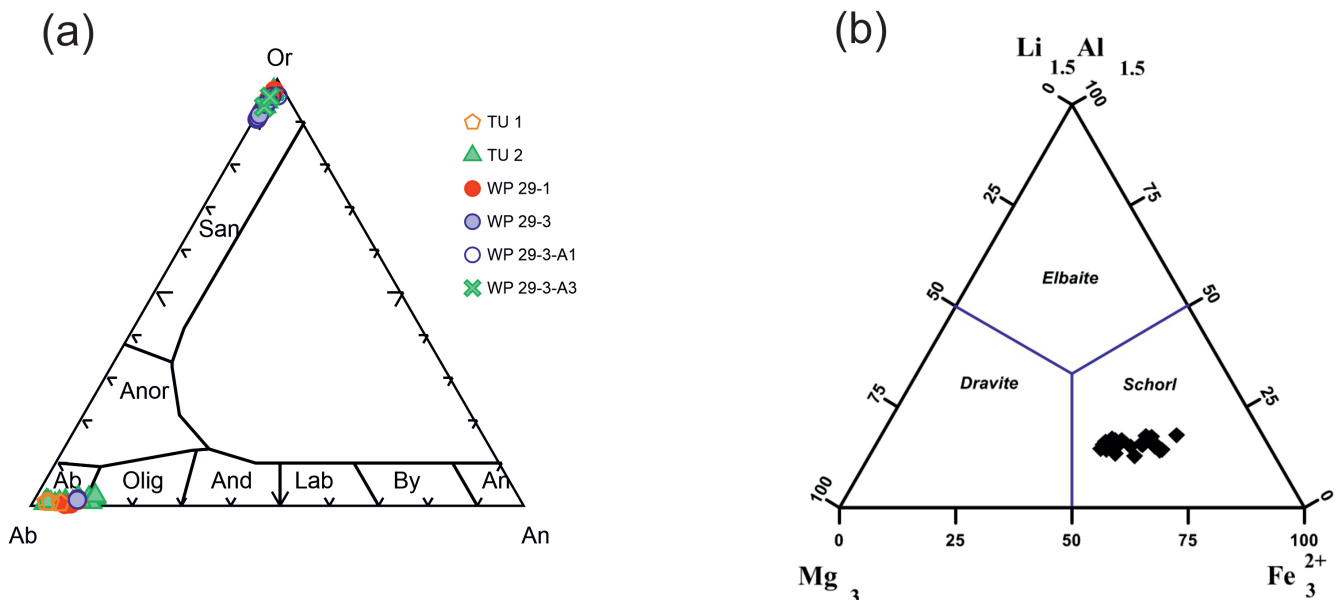
## Mineral analyses

### Feldspars

The feldspars are albite-rich plagioclases and orthoclase-rich potassium feldspars. No compositional zoning has been observed in both kind of feldspars. The albite components of the potassium feldspars range between 2.5 and 9.4 wt-% (Tab. 2) whereas the anorthite contents of the plagioclases vary between 1.9 and 11.7 wt-% (Tab. 3 and Text-Fig. 5a).

### Tourmaline

Tourmaline electron microprobe analyses are given in Tables 4a, b. According to their chemical composition are classified as schorl species (Text-Fig. 5b). BSE image as well as X-Ray elemental maps show an oscillatory zoning with a homogeneous core and slight compositional variations among the concentric zones (Text-Fig. 6). Compared



Text-Fig. 5.

a) Ternary feldspar diagram. The feldspars (Tabs. 2, 3) in the Bernreith leucogranites are closely albites and orthoclase endmembers.

b) Tourmaline ternary classification diagram after HAWTHORNE & HENRY (1999): the tourmaline in the Bernreith leucogranites belongs to the Schörl species (Tab. 4a). The diagram is based on the formula calculation according to YAVUZ et al. (2006).

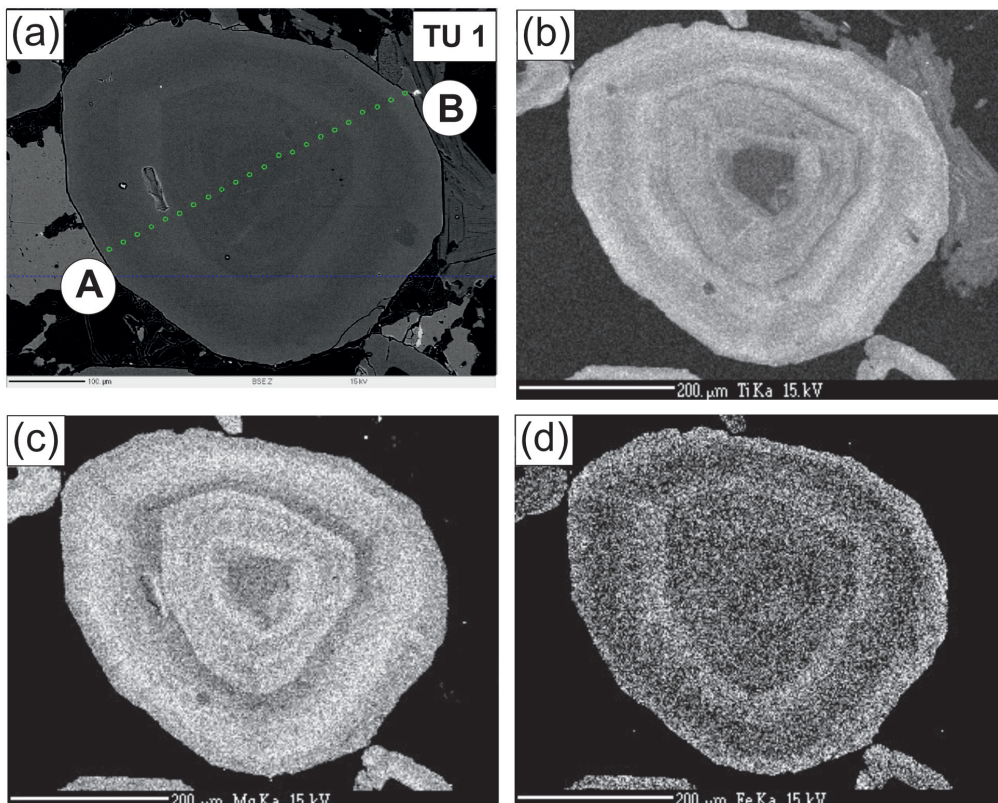
to the rim, the homogeneous core, up to 160 microns wide (Text-Fig. 7), is silica- and alumina-rich ( $\text{SiO}_2 = 35.6\text{--}36.0$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 36.0\text{--}36.2$  wt-%) and lower in Mg, Na, Ca, Ti (average in wt-%,  $\text{MgO} = 3.0$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 1.42$ ,  $\text{CaO} = 0.07$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.31$ ). The FeO content varies insignificantly between core and oscillatory zones (average  $\text{FeO} = 9.6$  wt-%). The homogeneous core indicates slow crystallization rates while the oscillatory zoning supports a change towards faster crystallization rates.

### Garnet

Six individual grains have been analysed, the results are given in Table 5. The almandine component varies between  $\approx 51\%$  and  $\approx 60\%$ , the spessartine between  $\approx 38\%$  and  $\approx 47\%$  and the pyrope between  $\approx 1\%$  and  $2\%$  respectively. The grossular and andradite are below  $1\%$ .

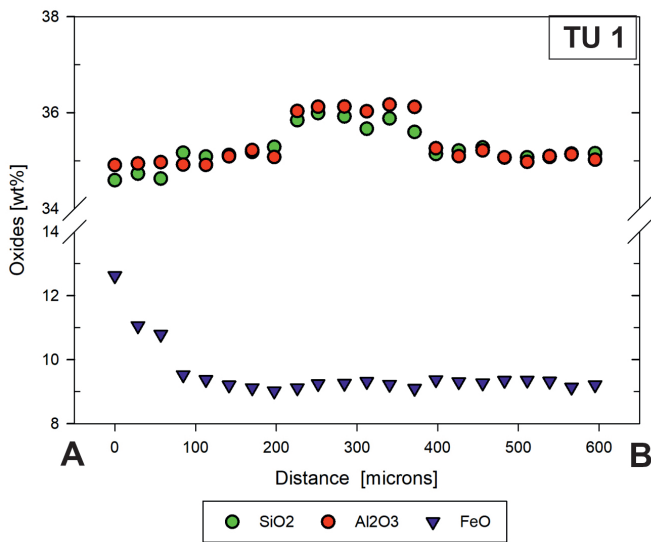
### Andalusite

Andalusite chemical analyses are given in Table 6. The FeO content varies between  $0.17$  and  $0.29$  wt-%. Howev-



Text-Fig. 6. X-Ray elemental maps of Ti, Mg and Fe in tourmaline of the sample TU 1 show a relative homogeneous core followed by variably thick oscillatory zones.

a) Backscattered Electron image (BSE). b) Ti elemental map. c) Mg elemental map. d) Fe elemental map.



Text-Fig. 7. Profile A-B of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and FeO in wt-% across a tourmaline from sample TU 1 (Text-Fig. 6a).

er, in two grains the FeO content, with an average around 1.0 wt-%, is significantly higher. As shown in Text-Figures 8a and b, reaction rims with a thickness of some few micrometers are developed between the andalusite and the surrounding muscovite. The chemistry of this obvious alteration zone is extremely heterogeneous, displaying highly varying silica, aluminium, iron and magnesium contents. A striking feature, however, is the low potassium content that never exceeds 1.0 wt-%. The microprobe analyses yield a total varying between 82 and 88 wt-% indicating the high but variable amount of H<sub>2</sub>O (Tab. 7).

### Micas

As described, muscovite occurs disseminated within the matrix as rare, tiny grains, as alteration products along grain boundaries of feldspars and also as alteration products after andalusite. Four grains of matrix hosted muscovites and fifteen muscovites derived from andalusite alteration have been analysed (Text-Fig. 8). The main chemical difference between the matrix related mica and the one resulting from the alteration of andalusite is reflected by their

different FeO contents of 1.31 for the matrix related ones and 0.35 wt-% for the alteration related ones. Microprobe analyses of mica are given in Table 8.

## Discussion

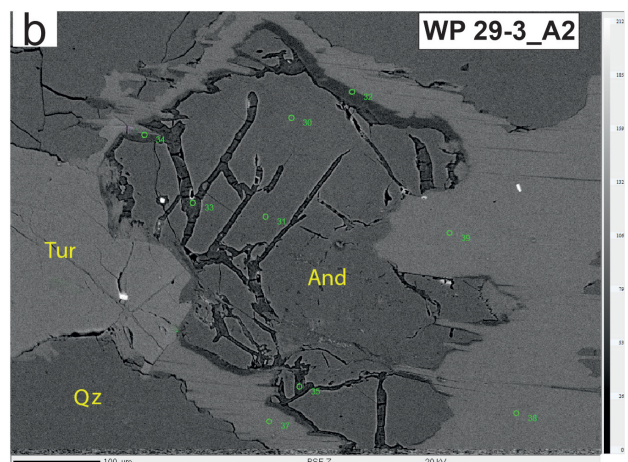
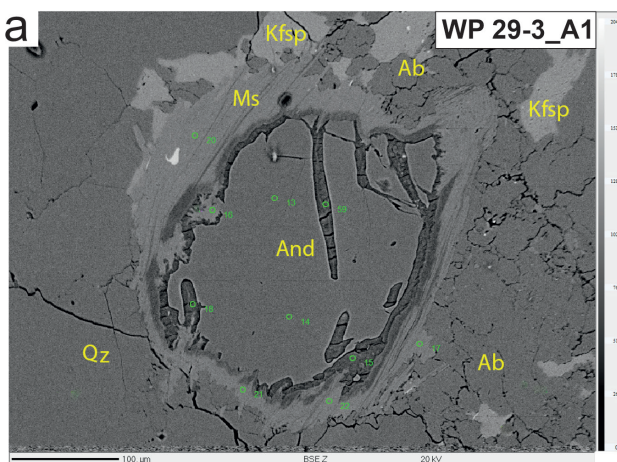
Whole rock analyses from four representative samples along the SW to NE extension (Text-Fig. 1) are given in Table 1. The sample WP 29 refers to the coarse-grained subtype, the samples WP 13, WP 44 and WP 46 refer to the fine-grained subtype. As mentioned, no spatial or voluminous relation between these two subtypes can be established.

The bulk chemistry corresponds to a leucogranite with a peraluminous signature. There is no significant difference between the two subtypes. The bulk chemistry of the leucogranite is of peraluminous character (Text-Fig. 4b) and plots into the field of syncollision granites (Text-Fig. 4c).

A striking feature of the investigated leucogranites is the high boron concentration that varies from 1,000 to 1,300 ppm (Tab. 1).

The fine-grained leucogranites WP 13, WP 44 and WP 46 have K/Rb ratios of 136, 120 and 67 ppm indicating that they have experienced moderate fractional crystallization on their way to solidification. The coarse-grained sample WP 29 has the highest K/Rb ratio of 214 and appears to be less fractionated. This is also emphasized by a U/Th ratio varying between 3.2 and 6.0 and by the slightly elevated Sn contents ranging from 25 to 55 ppm for the fine-grained leucogranites (Tab. 1).

Not all trace elements point to moderate fractional crystallisation. Boron concentrations up to 1,300 ppm are evidently among the highest reported in leucogranites (e.g. PESQUERA et al., 2013; KLOMÍNSKÝ et al., 2010). Apparently, the high boron concentrations are attributed to the disseminated, ubiquitous tourmaline mineralization. Considering the fact that the average B content in the upper continental crust is 17 ppm (RUDNIK & GAO, 2014), it is evident that the origin of the extremely high B contents in the investigated samples could not be explained by melting



Text-Fig. 8. Andalusite alteration products consisting of hydrous Al-rich silicates have been developed around the margin of andalusite. The presence of hydrous Al-rich silicates within andalusite (a) and along cracks (a, b) predates the formation of white mica where both andalusite and alterations are included.



of an upper crust with an average composition. Likewise, the moderate fractional crystallization fails to explain the high boron concentration. In case, tourmaline is a dominant phase, biotite might just occur as an accessory mineral or even be absent (PESQUERA et al., 2013) – which is in perfect accordance with the observations as described.

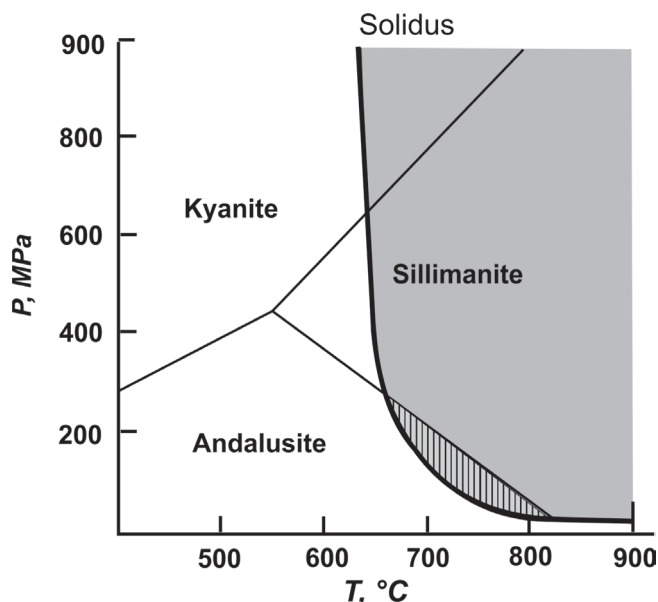
It is well known, that boron rich fluids frequently form aureols in wall rocks giving rise to some kind of tourmalinisation (e.g. LONDON, 1999). No phenomenon of that kind has been observed. Small, *schist parallel* “pegmatoids” spatially dispersed around Bernreith within the paragneisses (Text-Fig. 1) seem to be of “small scale” anatectic origin genetically not associated to the leucogranite.

Andalusite as such is not an uncommon accessory mineral in leucogranites and has been mentioned – also in paragenesis with tourmaline – from the Bohemian Massif elsewhere (BURIANEK & NOVAK, 2001, 2007). As experimentally shown and discussed exhaustively in CLARKE et al. (2005), the aluminosilicate stability field and the water saturated peraluminous granite solidus overlap themselves permitting a magmatic origin for andalusite (Text-Fig. 9). The andalusite is herein therefore interpreted as a primary, magmatic component. Two chemically different kinds of andalusite, separated by iron contents around 0.2 wt-% FeO and around 1 wt-% FeO respectably, have been observed (Tab. 6). However, due to the limited data, no further interpretation is possible.

All andalusite grains are altered in a twofold manner (Text-Figs. 8a, b): each grain is coated by a reaction rim some  $\mu$  thick, outward followed by fine-grained, radiating muscovite. This muscovite may alter the andalusite partially (in most of the observed cases) or may completely consume the andalusite grain.

The leucogranite is hosted by the medium to high grade metamorphic paragneisses of the “Monotonous Serie” (Ostrong Unit). The leucogranite has, nevertheless, not been affected by a metamorphic event and displays predominantly a homogeneous, equigranular magmatic texture. However, a very weak, locally restricted parallel texture is interpreted as of (late) magmatic origin. No primary contact to the surrounding paragneisses was observed. A unique tectonic contact some meters thick is characterised by a lit par lit sequence of granite and paragneiss (Text-Fig. 1). Assuming a magmatic origin of andalusite, depth and crystallisation temperatures for the leucogranite are restricted on the one hand by the stability field of andalusite and on the other hand by the hydrated solidus line (HOLDAWAY, 1971; CLARKE et al., 2005; PHILPOTTS & AGUE, 2009; NEDELEC & BOUCHEZ, 2015; see also Text-Fig. 9). This points to pressures below 300 MPa, corresponding to a depth of less than 12 km (NEDELEC & BOUCHEZ, *ibidem*). The micaceous alteration of the andalusites are explained by late magmatic to subsolidus reactions. The leucogranitic body does not show any sign of metamorphic overprint. The lack of primary contacts and the lack of aureols within the hosting paragneisses as well as the tectonic contact observed are in favour of a tectonic emplacement of the leucogranite.

However, a petrographically and geochemically comparable lithology is represented by a group of the so-called “orthogneisses”. According to BREITER et al. (2005), these “orthogneisses” are peraluminous. However, their A/CNK-



Text-Fig. 9. The presence of magmatic andalusite (hatched area) in the  $Al_2SiO_5$  diagram is stable at low pressure. The bold line is the hydrated solidus of granite (adapted and modified from NEDELEC & BOUCHEZ, 2015).

ratio, ranging from 1.14 to 1.40, unambiguously confirms that they are S-type granites (Text-Fig. 4b). For this reason, we put the term orthogneiss used by BREITER et al. (2005) under quotation marks. They are embedded in paragneisses of the Monotonous Series in the Czech part of the Moldanubicum and termed as Blaník “orthogneiss[es]”. The following summary is based on BREITER et al. (2005) and RENÉ & FINGER (2016). This group of isolated, generally peraluminous “orthogneiss” bodies, each extending from 1 km to some few km in size, ranges from fine to coarse grained two mica “orthogneisses” to muscovite-tourmaline metagranites. Further accessory minerals are garnet and sillimanite (no andalusite). The two mica “orthogneisses” are enriched in boron with contents ranging between 300 and 1,200 ppm. Four analyses with high boron concentrations from the Blaník “orthogneiss” (BREITER et al., 2005), are plotted together with the analyses from Bernreith (Text-Fig. 4a) and coincide well. A further geochemical similarity between the Bernreith leucogranite and the Blaník “orthogneiss” are the depleted Zr and Th contents. The Bernreith leucogranite displays 24 ppm Zr ( $n = 4$ ) and 0.4 ppm Th ( $n = 4$ , Tab. 1), whereas the Blaník “orthogneiss” contains 40 ppm Zr and 2.1 ppm Th (RENÉ & FINGER, 2016: Tab. 2,  $n = 8$ ) – both concentrations significantly below the crustal average which is set for Zr at 237 ppm and for Th at 10.3 ppm (WEDEPOHL, 1995) and 193 ppm and 10.5 ppm respectively (RUDNIK & GAO, 2014).

The age of the magmatic precursors of the Blaník “orthogneisses” is still a matter of discussion. Rb-Sr whole rock ages of 489 +/- 13 Ma and 459 +/- 10 Ma respectively (RAJLICH et al., 1992) as well as a zircon age of 508 +/- 7 Ma (VRANA & KRÖNER, 1995) point to an Early Paleozoic age of the Blaník “orthogneiss” group. A fairly well comparable zircon age of 475 +/- 1.3 Ma has recently been published for a topaz bearing orthogneiss body within the Monotonous Series (Ostrong Unit) of the Southern Bohemian Massif close to the village Laimbach and termed as “Laimbach Gneiss” (STOCKINGER, 2021). Though the geochemistry of this orthogneiss is somewhat different (no tourma-

line) to the Blaník “orthogneisses”, the similar ages point to contemporaneous magmatic events within the Monotonous Serie. A similar, Early Paleozoic age for the Bernreith leucogranite is therefore also assumed.

## Conclusions

The Bernreith leucogranite, embedded within paragneisses of the Monotonous Serie (= Ostrong Unit), is a peraluminous muscovite-tourmaline-andalusite bearing plutonic body with a predominately equigranular texture. It is characterised by an ubiquitous disseminated tourmaline (schorl) mineralisation and, consequently, by a significant boron content (up to 1,300 ppm). The B content is interpreted as heritage from the protolith. An ubiquitous, accessory andalusite mineralisation, interpreted as of magmatic origin, emphasises the peraluminous bulk chemistry of the Bernreith leucogranite. Low K/Rb ratios, a single fluorine content of  $\approx 2,300$  ppm, elevated tin concentrations ranging between 15 and 55 ppm and a maximal Rb content of  $\approx 430$  ppm point to a weak internal differentiation within the granitic body.

A mineralogical difference between the Bernreith leucogranite and the Blaník “orthogneiss” has to be referred to. Whereas the former contains andalusite, contains the latter sillimanite. This might easily be explained by a different local tectonic environment.

The Bernreith leucogranite resembles a group of “orthogneisses” subsumed under the term Blaník “orthogneiss[es]” (BREITER et al., 2005; RENÉ & FINGER, 2016) in the northeastern part of the Moldanubicum, Czech Republic. The similarity is emphasised by the bulk chemistry as well as the characteristic presence of tourmaline in both leucogranites.

The textural difference to the Bernreith leucogranite does, however, not seem to be of relevance, as the Blaník “orthogneisses” range texturally between “well foliated” to “coarse grained muscovite-tourmaline metagranite” (BREITER et al., 2005), a termination which could easily be applied to the former as well.

The emplacement of the leucogranite remains an open question as, due to the lack of outcrops, no intrusive contact (if ever one exists) nor any contact phenomenon could have been observed which seems to be in favour of a tectonic emplacement of the granitic body. However, the single tectonic contact observed strikes almost rectangular to the NE–SW orientation of the granitic body and might most likely be seen as a local phenomenon.

In any case, the mineralogical and geochemical similarities between the Bernreith leucogranite and the Blaník “orthogneisses” are in favour of grouping them together.

Since the Blaník “orthogneiss[es]” are interpreted as early Paleozoic magmatic intrusions into the Monotonous Series (BREITER et al., 2005; RENÉ & FINGER, 2016), with some restrictions, the Bernreith leucogranite might therefore also be part of this regional event.

## Acknowledgements

We would like to thank LUTZ NASDALA, Institute for Mineralogy and Crystallography, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, for identification of andalusite via Raman spectroscopy and HEINZ REITNER, Geologische Bundesanstalt, Vienna, for drawing the geological map. We also thank FRANZ KIRALY, Department of Lithospheric Research, for the microprobe analyses. We greatly appreciate the editorial handling of CHRISTOPH JANDA that highly improved the quality of this paper.

## References

- BREITER, K., ČOPJAKOVÁ, R., GABAŠOVÁ, A. & ŠKODA R. (2005): Chemistry and mineralogy of orthogneisses in the northeastern part of the Moldanubicum. – *Journal of the Czech Geological Society*, **50/3–4**, 81–94, Praha. <https://doi.org/10.3190/JCGS.979>
- BURIANEK, D. & NOVAK, M. (2001): Tourmaline-Bearing Leucogranites from the Moldanubikum. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **146**, 51–53, Wien.
- BURIANEK, D. & NOVAK, M. (2007): Compositional evolution and Substitution in disseminated tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. – *Lithos*, **95/1–2**, 148–164, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.006>
- CLARKE, D.B., DORAIS, M., BARBARIN, B., BARKER, D., CESARE, B., CLARKE, G., EL BAGHDADI, M., ERDMANN, S., FÖRSTER, H.-J., GAETA, M., GOTTESMANN, B., JAMIESON, R.A., KONTAK, D.J., KOLLER, F., LEAL GOMES, C., LONDON, D., MORGAN, G.B. VI, NEVES, L.J.P.F., PATTISON, D.R.M., PEREIRA, A.J.S.C., PICHAVANT, M., RAPELA, C.W., RENNO, A.D., RICHARDS, S., ROBERTS, M., ROTTURA, A., SAAVEDRA, J., NOBREGA SIAL, A., TOSELLI, A.J., UGIDOS, J.M., UHER, P., VILLASECA, C., VISONÀ, D., WHITNEY, D.L., WILLIAMSON, B. & WOODARD, H.H. (2005): Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous Felsic Igneous Rocks. – *Journal of Petrology*, **46/3**, 441–472, Oxford. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh083>
- FUCHS, G. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 36, Ottenschlag (Waldviertel). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1978, A51–A54, Wien.
- FUCHS, G. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 36, Ottenschlag. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **126**, 299–300, Wien.
- FUCHS, G. & FUCHS, W. (1986): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 36 Ottenschlag. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FUCHS, G. & ROETZEL, G. (1990): Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. – 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HAWTHORNE, F.C. & HENRY, D.J. (1999): Classification of the minerals of the tourmaline group. – *European Journal of Mineralogy*, **11/2**, 201–215, Stuttgart. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0201>
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium-silicate phase diagram. – *American Journal of Science*, **271**, 97–131, Philadelphia. <https://doi.org/10.2475/ajs.271.2.97>
- KLOMÍNSKÝ, J., JARCHOVSKÝ, T. & RAJPOOT, G.S. (2010): Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif 2, Moldanubikum. – 201 S., Czech Geological Survey, Praha.

- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data-A Review. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/4**, 377–394, Wien.
- LINNER, M. (1992): Metamorphose der Paragneise in der Monotonen Serie (SE Moldanubikum). – Dissertation, Universität Wien, 83 + 24 S., Wien.
- LINNER, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Montonous Group, SE Moldanubikum (Austria). – *Mineralogy and Petrology*, **58**, 215–234, Wien.
- LONDON, D. (1999): Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureole. – *European Journal of Mineralogy*, **11/2**, 253–262, Stuttgart.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1994): Naming materials in magma/igneous rock system. – *Earth Science Reviews*, **37/3–4**, 215–224, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- NEDELEC, A. & BOUCHEZ, J.-L. (2015): *Granites – Petrology, Structure, Geological Setting and Metallogeny*. – 335 S., Oxford (Oxford University Press).
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. – *Journal of Petrology*, **25/4**, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- PESQUERA, A., TORRES-RUIZ, J., GARCÍA-CASCO, A. & GIL-CRESPO, P.P. (2013): Evaluating the Controls on Tourmaline Formation in Granitic Systems: a Case Study on Peraluminous Granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain. – *Journal of Petrology*, **54/3**, 609–634, Oxford. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs080>
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – *Journal of Metamorphic Geology*, **15/2**, 203–222, Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00015.x>
- PHILPOTTS, A.R. & AGUE, J.J. (2009): *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. – Second edition, 667 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- RAJLICH, P., PEUCAT, J.J., KANTOR, J. & RYCHTAR, J. (1992): Variscan shearing in the Moldanubian of the Bohemian Massif: deformation, gravity, K-Ar and Rb-Sr data from the Choustnik Prevariscan orthogneiss. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135**, 579–595, Wien.
- RENÉ, M. & FINGER, F. (2016): The Blanik Gneiss in the Southern Bohemian Massif (Czech Republic): a rare rock composition among the early Palaeozoic granites of the Variscan Central Europe. – *Mineralogy and Petrology*, **110**, 503–514, Wien.
- RUDNICK, R.L. & GAO, S. (2014): Composition of the Continental Crust. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (Eds.): *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, Volume 4: Crust, 1–51, Amsterdam (Elsevier). <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- STOCKINGER, V. (2021): *Geochronologie, Geochemie und Petrologie eines Topas-führenden Orthogneises innerhalb der „Monotonen Serie“ (Ostrong Einheit, NÖ)*. – Dissertation, Universität Wien, 80 S., Wien.
- VRANA, S. & KRÖNER, A. (1995): Pb-Pb zircon age for tourmaline alkali-feldspar orthogneiss from Hluboka nad Vlavou in southern Bohemia. – *Journal of the Czech Geological Society*, **40**, 127–131, Praha.
- WEDEPOHL, K.H. (1995): The composition of the continental crust. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59/7**, 1217–1232, New York. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- YAVUZ, F., YAVUZ, V. & SARMAZ, A. (2006): WinClastour – a Visual Basic program for tourmaline formula calculation and classification. – *Computers & Geoscience*, **32**, 1156–1168, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.10.021>
- ZEUG, M., NASDALA, L., WANTHANACHAISANG, B., BALMER, W.A., CORFU, F. & WILDNER, M. (2018): Blue zircon from Ratanakiri, Cambodia. – *Journal of Gemmology*, **36/2**, 112–132, London. <https://doi.org/10.15506/JoG.2018.36.2.112>

## Appendix

Sample	TU 1		TU 2									
	7_1	8_1	20_1	21_1	22_1	23_1	24_1	25_1	26_1	27_1	34_1	35_1
SiO <sub>2</sub>	63.19	64.05	63.40	63.25	62.86	63.81	63.96	63.87	63.75	63.61	63.38	62.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.07	18.90	19.00	19.27	19.26	18.95	18.96	18.91	19.00	19.14	19.07	19.39
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.03	0.01	0.03	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.50	0.37	0.50	0.28	0.38	0.58	0.69	0.35	0.39	0.32	0.69
K <sub>2</sub> O	16.11	16.00	16.14	15.81	16.13	16.03	15.93	15.87	16.21	16.03	16.11	15.65
<b>Total</b>	<b>98.84</b>	<b>99.46</b>	<b>98.92</b>	<b>98.84</b>	<b>98.54</b>	<b>99.18</b>	<b>99.45</b>	<b>99.39</b>	<b>99.34</b>	<b>99.18</b>	<b>98.91</b>	<b>98.26</b>
An	< 0.1	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20	0.10
Ab	4.20	4.50	3.40	4.60	2.60	3.50	5.20	6.20	3.20	3.60	2.90	6.30
Or	95.80	95.40	96.60	95.40	97.40	96.50	94.70	93.60	96.70	96.40	96.90	93.60

Tab. 2, part 1.  
Electron Microprobe Analyses of K-feldspar (wt-%).

Sample	WP-29-1					WP 29-3							
	37_1	38_1	39_1	40_1	41_1	15_1	16_1	17_1	30_1	31_1	32_1	33_1	34_1
SiO <sub>2</sub>	62.96	63.68	63.54	64.11	63.84	64.86	64.71	64.86	64.59	64.78	64.95	64.92	64.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.94	19.00	19.01	19.01	18.70	18.81	18.88	18.93	18.96	18.99	19.15	18.85	18.90
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.80	0.53	1.01	0.28	0.71	0.60	1.04	0.85	0.99	0.87	0.92	0.65
K <sub>2</sub> O	15.90	15.61	15.86	16.21	16.42	15.73	15.72	15.21	15.53	15.26	15.55	15.29	15.78
<b>Total</b>	<b>98.33</b>	<b>99.10</b>	<b>98.95</b>	<b>100.35</b>	<b>99.27</b>	<b>100.12</b>	<b>99.94</b>	<b>100.05</b>	<b>99.94</b>	<b>100.03</b>	<b>100.53</b>	<b>99.99</b>	<b>100.30</b>
An	0.10	< 0.1	0.10	< 0.1	0.10	< 0.1	0.20	< 0.1	< 0.1	0.10	< 0.1	0.10	0.10
Ab	4.70	7.20	4.80	8.60	2.50	6.40	5.50	9.40	7.70	9.00	7.80	8.40	5.90
Or	95.20	92.70	95.10	91.30	97.30	93.50	94.40	90.50	92.30	91.00	92.10	91.60	91.00

Tab. 2, part 2.  
Electron Microprobe Analyses of K-feldspar (wt-%).

Sample	TU 2													
Point	1_1	2_1	3_1	4_1	5_1	6_1	7_1	8_1	9_1	10_1	11_1	12_1	28_1	29_1
SiO <sub>2</sub>	67.66	68.70	67.53	64.78	64.75	65.66	64.45	64.70	64.56	65.74	66.26	66.35	65.00	65.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.52	20.19	20.34	22.08	22.25	21.96	22.08	22.11	22.28	21.61	21.27	21.17	21.87	21.67
CaO	0.90	0.41	0.68	2.43	2.52	2.22	2.43	2.43	2.44	1.74	1.26	1.03	1.96	1.64
K <sub>2</sub> O	0.06	0.09	0.12	0.14	0.32	0.32	0.15	0.14	0.41	0.35	0.20	0.15	0.20	0.15
Na <sub>2</sub> O	11.33	11.54	11.40	10.48	10.33	10.43	10.44	10.54	10.20	10.72	10.98	11.15	10.82	11.00
<b>SUM</b>	<b>100.47</b>	<b>100.24</b>	<b>100.07</b>	<b>99.91</b>	<b>100.17</b>	<b>100.59</b>	<b>99.55</b>	<b>99.92</b>	<b>99.89</b>	<b>100.16</b>	<b>99.97</b>	<b>99.85</b>	<b>99.85</b>	<b>100.44</b>
An	4.20	1.90	3.20	11.30	11.70	10.30	11.30	11.20	11.40	8.10	5.90	4.80	9.00	7.50
Ab	95.50	97.60	96.20	88.00	86.60	87.90	87.90	88.00	86.30	90.00	93.00	94.30	89.90	91.60
Or	0.30	0.50	0.70	0.80	1.80	1.80	0.80	0.80	2.30	1.90	1.10	0.80	1.10	0.80

Tab 3, part 1.  
Electron Microprobe Analyses of plagioclase (wt-%).

Sample	TU 2			WP 29-1				TU 1			WP 29-3		WP 29-3-A1	
Point	30_1	31_1	33_1	42_1	43_1	44_1	45_1	10_1	12_1	14_1	28_1	29_1	26_1	27_1
SiO <sub>2</sub>	65.85	67.10	67.03	66.32	66.00	66.29	65.38	67.11	67.03	68.09	66.32	66.62	66.51	66.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.37	20.31	20.51	20.98	21.13	20.55	21.55	21.00	20.39	20.26	21.38	21.62	20.75	20.81
CaO	1.39	0.45	0.53	1.58	1.55	1.37	1.81	1.06	0.61	0.45	1.71	1.75	0.90	0.38
K <sub>2</sub> O	0.11	0.21	0.18	0.07	0.08	0.05	0.22	0.11	0.15	0.15	0.28	0.24	0.12	0.12
Na <sub>2</sub> O	11.17	11.66	11.45	11.04	11.05	11.37	10.84	11.21	11.08	11.43	10.50	10.67	11.42	11.46
<b>SUM</b>	<b>99.89</b>	<b>99.73</b>	<b>99.70</b>	<b>99.99</b>	<b>99.81</b>	<b>99.63</b>	<b>99.80</b>	<b>100.49</b>	<b>99.26</b>	<b>100.38</b>	<b>100.19</b>	<b>100.90</b>	<b>99.70</b>	<b>99.08</b>
An	6.40	2.10	2.50	7.30	7.20	6.20	8.30	4.90	2.90	2.10	8.10	8.20	7.96	3.51
Ab	93.00	96.80	96.50	92.30	92.40	93.50	90.40	94.50	96.20	97.10	90.30	90.50	91.41	95.83
Or	0.60	1.10	1.00	0.40	0.40	0.30	1.20	0.60	0.90	0.80	1.60	1.30	0.63	0.66

Tab 3, part 2.  
Electron Microprobe Analyses of plagioclase (wt-%).

Sample	TU 1			WP 13				TU 2		WP 29-1				WP 29-3	
Point	4_1	5_1	6_1	8_1	9_1	10_1	11_1	18_1	19_1	46_1	47_1	48_1	49_1	12_1	13_1
SiO <sub>2</sub>	35.64	35.08	35.27	35.68	35.56	35.90	35.43	35.94	34.68	35.84	35.58	35.39	34.81	36.04	35.95
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.66	0.82	0.50	0.81	0.21	0.86	0.28	0.94	0.69	0.65	0.77	1.01	0.69	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.19	34.87	35.19	35.31	34.34	35.64	34.50	36.60	35.20	35.68	35.52	35.82	35.62	34.79	34.94
FeO	10.49	10.24	10.38	10.27	10.27	10.21	10.80	10.05	11.22	9.39	9.07	9.17	11.03	9.57	9.17
MnO	0.11	0.12	0.11	0.11	0.18	0.09	0.12	0.10	0.21	0.10	0.10	0.09	0.17	0.10	0.10
MgO	2.44	2.74	2.74	2.54	2.61	2.24	2.48	2.57	2.36	3.71	3.81	3.58	2.45	3.46	3.25
CaO	0.10	0.11	0.14	0.14	0.11	0.06	0.12	0.07	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	0.17	0.16
Na <sub>2</sub> O	1.52	1.66	1.71	1.72	1.77	1.47	1.71	1.41	1.83	1.82	1.80	1.79	1.75	1.78	1.66
K <sub>2</sub> O	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
H <sub>2</sub> O*	3.19	3.22	3.26	3.26	3.25	3.17	3.24	3.20	3.28	3.34	3.32	3.31	3.28	3.30	3.26
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.52	10.45	10.55	10.56	10.47	10.54	10.48	10.70	10.50	10.73	10.66	10.66	10.57	10.63	10.59
Li <sub>2</sub> O*	0.08	0.08	0.10	0.15	0.18	0.11	0.13	0.02	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.14	0.17
<b>Total</b>	<b>99.75</b>	<b>99.28</b>	<b>100.30</b>	<b>100.27</b>	<b>99.57</b>	<b>99.66</b>	<b>99.90</b>	<b>100.95</b>	<b>100.49</b>	<b>101.56</b>	<b>100.77</b>	<b>100.85</b>	<b>100.95</b>	<b>100.71</b>	<b>100.07</b>

\* = calculated after YAVUZ et al. (2006).

Tab. 4a, part 1.

a) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%).

b) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%); profile A–B in sample TU 1 (Text-Figs. 6, 7).

Sample	WP 29-3										WP 29-3_A2			
Point	14_1	24_1	25_1	26_1	27_1	35_1	36_1	37_1	40_1	41_1	42_1	36_1	41_1	42_1
SiO <sub>2</sub>	35.82	35.96	35.50	36.06	35.62	36.35	36.02	36.56	35.84	35.84	35.49	35.85	35.96	35.81
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.81	0.93	0.80	0.86	0.65	0.63	0.37	0.82	0.83	0.77	0.88	0.48	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.08	35.52	34.69	35.11	35.31	35.12	34.97	35.72	35.05	34.34	34.48	34.73	35.20	34.74
FeO	9.36	9.03	10.53	9.23	9.52	8.99	9.00	8.81	9.43	9.71	11.26	9.97	11.39	10.69
MnO	0.10	0.12	0.18	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.06	0.14	0.15	0.13	0.21	0.18
MgO	3.28	3.31	3.13	3.61	3.37	3.56	3.65	3.33	3.12	3.53	2.47	3.04	1.85	2.46
CaO	0.18	0.20	0.14	0.17	0.17	0.17	0.16	0.08	0.15	0.20	0.17	0.13	0.09	0.15
Na <sub>2</sub> O	1.69	1.75	1.89	1.76	1.78	1.85	1.73	1.39	1.68	1.87	1.71	1.83	1.68	1.75
K <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.10	0.05
H <sub>2</sub> O*	3.28	3.31	3.32	3.31	3.31	3.34	3.29	3.19	3.26	3.33	3.26	3.30	3.26	3.28
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.63	10.67	10.60	10.68	10.64	10.69	10.62	10.69	10.59	10.58	10.51	10.59	10.58	10.57
Li <sub>2</sub> O*	0.16	0.19	0.09	0.13	0.12	0.20	0.13	0.08	0.16	0.15	0.10	0.17	0.16	0.18
<b>Total</b>	<b>100.59</b>	<b>100.89</b>	<b>101.03</b>	<b>100.98</b>	<b>100.83</b>	<b>101.07</b>	<b>100.35</b>	<b>100.36</b>	<b>100.19</b>	<b>100.57</b>	<b>100.42</b>	<b>100.64</b>	<b>100.96</b>	<b>100.75</b>

\* = calculated after YAVUZ et al. (2006).

Tab. 4a, part 2.

a) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%).

b) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%); profile A–B in sample TU 1 (Text-Figs. 6, 7).

Point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	34.60	34.73	34.63	35.17	35.09	35.12	35.18	35.29	35.84	35.99	35.92
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.92	0.91	0.83	0.89	0.87	0.86	0.77	0.40	0.28	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.91	34.74	34.97	34.92	34.91	35.09	35.22	35.08	36.03	36.12	36.13
FeO	12.62	11.06	10.79	9.52	9.38	9.20	9.12	9.02	9.12	9.25	9.26
MnO	0.31	0.17	0.14	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11
MgO	1.35	2.56	2.63	3.42	3.48	3.68	3.78	3.72	3.13	3.00	3.01
CaO	0.08	0.16	0.15	0.15	0.17	0.19	0.20	0.20	0.08	0.07	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.55	1.75	1.71	1.75	1.79	1.82	1.85	1.82	1.43	1.44	1.39
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H <sub>2</sub> O*	2.93	3.08	3.08	3.10	3.18	3.17	3.18	3.16	3.11	3.12	3.15
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.35	10.45	10.45	10.52	10.52	10.56	10.59	10.56	10.63	10.64	10.63
Li <sub>2</sub> O*	0.12	0.16	0.15	0.18	0.19	0.18	0.18	0.20	0.19	0.20	0.18
<b>Total</b>	<b>99.19</b>	<b>99.79</b>	<b>99.61</b>	<b>99.68</b>	<b>99.71</b>	<b>99.97</b>	<b>100.26</b>	<b>99.90</b>	<b>100.07</b>	<b>100.21</b>	<b>100.13</b>

\* = calculated after YAVUZ et al. (2006).

Tab. 4b, part 1.

a) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%).

b) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%); profile A-B in sample TU 1 (Text-Figs. 6, 7).

Point	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	35.67	35.88	35.60	35.14	35.21	35.28	35.07	35.07	35.08	35.15	35.16
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.28	0.32	0.78	0.82	0.77	0.81	0.82	0.84	0.85	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.03	36.17	36.12	35.26	35.09	35.21	35.07	34.98	35.10	35.13	35.02
FeO	9.32	9.23	9.10	9.37	9.31	9.27	9.35	9.36	9.32	9.14	9.21
MnO	0.11	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10
MgO	2.99	3.05	3.04	3.60	3.60	3.56	3.57	3.49	3.38	3.51	3.54
CaO	0.06	0.07	0.08	0.18	0.15	0.17	0.17	0.15	0.17	0.16	0.17
Na <sub>2</sub> O	1.41	1.41	1.45	1.79	1.81	1.76	1.82	1.75	1.79	1.84	1.76
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H <sub>2</sub> O*	3.12	3.15	3.10	3.15	3.13	3.14	3.19	3.11	3.12	3.15	3.13
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.59	10.64	10.59	10.57	10.56	10.57	10.54	10.51	10.52	10.54	10.54
Li <sub>2</sub> O*	0.17	0.18	0.19	0.16	0.18	0.18	0.17	0.17	0.20	0.21	0.19
<b>Total</b>	<b>99.73</b>	<b>100.16</b>	<b>99.67</b>	<b>100.11</b>	<b>99.95</b>	<b>100.02</b>	<b>99.88</b>	<b>99.50</b>	<b>99.61</b>	<b>99.78</b>	<b>99.69</b>

\* = calculated after YAVUZ et al. (2006).

Tab. 4b, part 2.

a) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%).

b) Electron Microprobe Analyses of tourmaline (wt-%); profile A-B in sample TU 1 (Text-Figs. 6, 7).

Sample	TU 1						WP 13			TU 2				
Point	1_1	12_1	3_1	16_1	17_1	18_1	4_1	5_1	6_1	13_1	14_1	15_1	16_1	17_1
SiO <sub>2</sub>	35.76	35.81	35.78	36.00	35.78	36.00	36.27	36.06	36.29	34.88	34.64	34.87	35.47	35.82
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.08	0.05	0.05	0.10	0.05	0.16	0.07	0.04	0.08	0.11	0.02	0.08	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.87	20.97	20.98	20.90	20.91	20.86	20.83	20.81	20.81	21.10	21.11	21.13	21.10	21.09
FeO	26.08	25.27	25.74	26.21	25.18	26.16	22.09	22.34	22.14	25.24	25.32	26.05	25.71	26.02
MnO	16.45	16.86	16.59	16.20	17.16	16.08	19.89	19.98	20.13	17.15	17.15	15.98	16.89	16.30
MgO	0.42	0.46	0.41	0.41	0.43	0.36	0.27	0.27	0.25	0.41	0.42	0.34	0.44	0.41
CaO	0.18	0.16	0.17	0.15	0.16	0.13	0.16	0.18	0.25	0.16	0.17	0.11	0.14	0.15
<b>Total</b>	<b>99.82</b>	<b>99.61</b>	<b>99.72</b>	<b>99.92</b>	<b>99.72</b>	<b>99.64</b>	<b>99.67</b>	<b>99.71</b>	<b>99.91</b>	<b>99.02</b>	<b>98.92</b>	<b>98.50</b>	<b>99.83</b>	<b>99.82</b>
Alm	0.596	0.583	0.592	0.602	0.578	0.605	0.515	0.516	0.511	0.579	0.579	0.606	0.587	0.599
Sps	0.382	0.394	0.386	0.377	0.399	0.377	0.469	0.467	0.471	0.399	0.399	0.377	0.391	0.380
Prp	0.017	0.019	0.017	0.017	0.018	0.015	0.011	0.011	0.010	0.017	0.017	0.014	0.018	0.017
Grs	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.000	0.003	0.006	0.001	0.003	0.003	0.001	0.003
Adr	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005	0.002	0.001	0.004	0.008	0.001	0.003	0.001

Tab. 5.  
Electron Microprobe Analyses of garnet (wt-%).

Sample	WP 13		WP 29-3						WP 29-1		WP 29-3_A1		WP 29-3_A2		WP 29-3_A3	
Point	1_1	1_2	18_1	19_1	38_1	39_1	43_1	44_1	2_1	3_1	13_1	14_1	30_1	31_1	43_1	44_1
SiO <sub>2</sub>	36.72	36.58	36.61	36.60	36.61	36.66	36.40	36.62	36.00	36.50	35.46	36.19	35.99	36.65	36.67	36.39
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.07	0.06	0.05	0.17	0.18	0.02	0.03	0.09	0.04	0.05	0.04	0.17	0.15	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63.20	62.99	63.14	63.21	62.20	61.92	63.27	62.91	62.61	63.12	63.16	62.67	62.03	62.27	62.97	63.56
FeO	0.19	0.24	0.29	0.26	0.93	0.98	0.17	0.19	0.43	0.19	0.27	0.26	1.00	0.71	0.22	0.19
MnO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	0.01
MgO	< 0.01	< 0.01	0.06	0.03	0.14	0.18	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	< 0.01	0.15	0.11	< 0.01	< 0.01
<b>SUM</b>	<b>100.17</b>	<b>99.88</b>	<b>100.16</b>	<b>100.15</b>	<b>100.05</b>	<b>99.92</b>	<b>99.89</b>	<b>99.77</b>	<b>99.07</b>	<b>99.87</b>	<b>98.96</b>	<b>99.17</b>	<b>99.34</b>	<b>99.90</b>	<b>99.89</b>	<b>100.18</b>

Tab. 6.  
Electron Microprobe Analyses of andalusite (wt-%).



Sample	WP 29-1		WP 29-3_A1			WP 29-3_A2				WP 29-3_A3					
Point	1_1	4_1	15_1	18_1	59_1	32_1	33_1	34_1	35_1	45_1	46_1	47_1	48_1	49_1	58_1
SiO <sub>2</sub>	31.76	31.27	49.89	50.67	52.67	31.76	52.96	43.53	50.41	45.13	50.79	49.02	49.06	41.16	49.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51.15	51.11	35.27	30.72	28.87	50.72	26.72	41.08	28.98	39.91	33.32	32.92	31.59	44.36	36.18
FeO	0.06	0.15	1.34	1.25	1.25	0.17	1.90	0.29	1.20	0.25	1.16	1.16	1.05	0.20	0.98
MnO	0.02	< 0.01	0.03	0.06	0.09	0.01	0.06	< 0.01	0.05	< 0.01	0.03	0.02	0.03	< 0.01	0.03
MgO	0.01	0.01	1.00	1.81	2.58	0.02	2.70	0.03	2.22	0.04	1.31	1.34	1.63	0.04	0.90
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.05	< 0.01	< 0.01	0.13	< 0.01	0.02	< 0.01	0.01	< 0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	3.11	0.08	0.17	0.15	0.14	1.45	0.12	0.07	0.14	0.06	0.09	0.07	0.10	0.06	0.09
K <sub>2</sub> O	0.33	0.24	0.70	0.73	0.60	0.59	0.56	0.28	0.56	0.19	0.42	0.44	0.49	0.27	0.29
<b>SUM</b>	<b>86.45</b>	<b>82.87</b>	<b>88.43</b>	<b>85.44</b>	<b>86.21</b>	<b>84.77</b>	<b>85.02</b>	<b>85.28</b>	<b>83.64</b>	<b>85.58</b>	<b>87.14</b>	<b>84.97</b>	<b>83.96</b>	<b>86.09</b>	<b>88.26</b>

Tab. 7.  
Electron Microprobe Analyses of andalusite alteration products (wt-%).

Sample	Matrix mica				mica associated with andalusite					
	WP13		TU1		WP 29-1			WP 29-3_A1		
Point	3_1	7_1	9_1	15_1	5_1	6_1	7_1	8_1	16_1	17_1
SiO <sub>2</sub>	45.73	45.73	45.43	45.92	45.07	44.69	45.84	44.92	44.12	46.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.59	35.71	34.62	35.17	37.48	38.03	36.94	38.45	39.28	36.74
FeO	0.69	1.48	1.61	1.47	0.37	0.22	0.40	0.14	0.09	0.37
MnO	na	na	na	na	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03
MgO	0.20	0.41	0.49	0.47	0.02	0.01	0.04	< 0.01	0.01	< 0.01
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.54	0.34	0.52	0.29	0.34	0.21	0.40	0.28	0.51
K <sub>2</sub> O	11.00	10.60	10.95	10.48	10.96	11.02	10.81	10.96	10.62	10.77
<b>SUM</b>	<b>93.64</b>	<b>94.47</b>	<b>93.10</b>	<b>94.03</b>	<b>94.21</b>	<b>94.32</b>	<b>94.29</b>	<b>94.89</b>	<b>94.44</b>	<b>94.53</b>

na = not analysed.

Tab. 8, part 1.  
Electron Microprobe Analyses of mica (wt-%).

Sample	mica associated with andalusite									
	WP 29-3_A1				WP 29-3_A2			WP 29-3_A3		
Point	19_1	20_1	21_1	22_1	37_1	38_1	39_1	55_1	56_1	57_1
SiO <sub>2</sub>	32.43	45.71	44.78	44.32	45.01	45.71	45.32	44.33	45.71	45.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50.91	38.11	37.89	37.35	37.05	36.13	36.53	37.06	38.00	38.26
FeO	0.12	0.20	0.23	0.31	0.63	1.10	0.75	0.32	0.21	0.21
MnO	< 0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	< 0.01	0.01	0.02
MgO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.14	0.22	0.28	0.02	0.01	< 0.01
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.52	0.43	0.37	0.50	0.75	0.40	0.40	0.40	0.37
K <sub>2</sub> O	1.07	10.58	10.60	10.70	10.62	10.17	10.71	10.86	10.76	10.74
<b>SUM</b>	<b>85.01</b>	<b>95.14</b>	<b>93.97</b>	<b>93.11</b>	<b>93.98</b>	<b>94.64</b>	<b>94.02</b>	<b>93.01</b>	<b>95.10</b>	<b>94.78</b>

Tab. 8, part 2.  
Electron Microprobe Analyses of mica (wt-%).





## Farberhaltung in der Paläontologie am Beispiel von *Naticopsis McCoy*, 1844 aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Österreich)

GUNNAR SCHRAUT\*

3 Abbildungen, 3 Tabellen, 2 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

198 Weißbriach / NL 33-04-16 Sonnenalpe Naßfeld

Oberkarbon

Auernig-Formation s.l.

Garnitzen-Subformation

Schicht s

Auernig

Gastropoda

Farbzeichnungen

### Inhalt

Zusammenfassung	75
Abstract	75
Einleitung	76
Methodik	76
Geografische Lage	76
Geologie und Biostratigraphie	77
Farbzeichnungen in der Natur	77
Farbzeichnungen in der Paläontologie	78
Systematische Paläontologie	80
Dank	83
Literatur	83
Tafeln	91

### Zusammenfassung

Aus Kalkbänken der fossilreichen Schicht s vom Auernig (1.863 m), Nassfeldpass, Karnische Alpen (Österreich), welche dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanium, Auernig-Formation, obere Garnitzen-Subformation, Gzhelium E) angehört, werden mehrere Exemplare von *Naticopsis McCoy*, 1844 mit erhaltener Farbzeichnung vorgestellt. Sie werden mit Formen aus Nordamerika (USA) und Europa verglichen und diskutiert. Die Erhaltung von Farbzeichnungen an Gastropodenschalen unterstreicht die paläontologische Bedeutung der Schicht s. Weiterhin wird über Farbzeichnungen innerhalb der Paläontologie diskutiert und eine Übersicht der Tiergruppen gegeben, bei denen sie auftreten.

### Colour drawings in paleontology using the example of *Naticopsis McCoy*, 1844 from the Upper Carboniferous of the Carnic Alps (Austria)

#### Abstract

The famous fossiliferous bed s from the Auernig (1,863 m), Nassfeld region, Carnic Alps (Austria), which is of Upper Carboniferous age (Pennsylvanian, Auernig Formation, upper part of the Garnitzen Member, Gzhelian E), yields gastropod specimens of *Naticopsis McCoy*, 1844 with well-preserved colour patterns, which are described and compared to equal preserved material from North America (USA) and Europe. The preservation of colours on gastropod shells underlines the importance of the bed s for palaeontology. A discussion about colour patterns of fossil remains and a taxonomic overview on its occurrence is given.

\* GUNNAR SCHRAUT: Paul-Schneider-Gymnasium, Präses-Held-Straße 1 und Herzog-Wolfgang-Straße 9c, beides in 55590 Meisenheim am Glan, Rheinland-Pfalz (Deutschland). g.schraut@t-online.de

## Einleitung

Seit 2012 werden vom Autor regelmäßig Proben von der Gipfelregion des Auernigs (1.863 m) aus Kalkbänken der Schicht s bzw. von der Schutthalde dieser Schicht genommen und aufbereitet. Neben einer arten- und individuenreichen Fauna (siehe Übersicht in SCHRAUT, 2021) wurde 2015 das erste Exemplar einer *Naticopsis*-Schale mit erhaltener Farbzeichnung gefunden. Trotz der Bedeutung des Fundes wurde die Bearbeitung aus zeitlichen Gründen aufgeschoben. Weitere Exemplare kamen 2018 hinzu, der Zeitmangel aber blieb bzw. andere Vorhaben gingen vor. Bei einer erneuten Durchsicht der Sammlung Anfang 2021 fiel auf, dass das Exemplar von 2015 sich während der vergangenen fünf Jahre leider völlig entfärbt hat. Ein „Zeichen“ wohl dafür, dass sich eine Bearbeitung der übrigen nun schon seit knapp drei Jahren im Sammlungsschrank des Autors befindlichen Exemplaren von 2018 nicht mehr aufschieben ließ. Bei einer vorläufigen Literaturdurchsicht stellte sich heraus, dass diese Funde aus der Schicht s im europäischen Oberkarbon wohl einzigartig sind! Dies unterstreicht, neben der besonderen Art der Schalenumwandlung durch Silifizierung und der dadurch bedingten, zum Teil hervorragenden Erhaltung (z.B. von Stacheln und der Oberflächenskulptur selbst kleinster Ostracoden) sowie die große Vielfalt der nachgewiesenen Taxa, noch zusätzlich die Einmaligkeit dieser Schicht in den Karnischen Alpen!

## Methodik

Die vom Autor genommenen Proben wurden in verdünnter Essigsäure (5-prozentig) gelöst und nach Einwirkung über mehrere Tage vorsichtig dekantiert, mehrfach gewässert und zum Trocknen ausgelegt. Um die zum Teil sehr zarten Objekte nicht unnötig zusätzlich zu belasten, wurde auf die Behandlung mit Wasserstoffperoxid ( $H_2O_2$ ) verzichtet. Möglicherweise liegt hier eine/die Begründung dafür, dass Farbzeichnungen den älteren Bearbeitern der Fossilien dieser Fundstelle (vgl. JOHNSEN, 1906; KODSI, 1967; FOHRER, 1991, 1997) nicht aufgefallen sind bzw. nicht auf-

fallen konnten. Bei diesem sehr schonenden, allerdings auch sehr zeitaufwendigen Verfahren (mehrere Monate pro Probe!) wurden neben einer großen Zahl von Mikrofossilien auch 12 Gastropodenschalen aus der Gattung *Naticopsis* MCCOY, 1844 ausgelesen, bei denen noch die ursprüngliche Farbe bzw. Farbzeichnung erhalten geblieben ist. Eine vergleichbar gute Erhaltung von farbzeichnungstragenden karbonischen Gastropoden ist in Europa bisher nur aus dem Unterkarbon (hohes Viséum, Warnantium) von Belgien (vgl. DE KONINCK, 1883: Taf. 38, Figs. 11–14; MOTTEQUIN & POTY, 2021: Figs. 8b, 8c) und durch ein Einzelexemplar aus Polen (vgl. KRAWCZYŃSKI, 2013: 89, Figs. 3A, 3C, 3E) sowie aus den Vereinigten Staaten (hier „häufig“, vgl. COX, 1960: 125) bekannt. Leider scheinen zumindest die aus den Karnischen Alpen vorliegenden Gehäuse, wie in der Einleitung schon beschrieben, selbst bei Lagerung in völliger Dunkelheit auszubleichen, d.h. die Farbzeichnungen sind nur wenige Jahre erhaltungsfähig. Möglicherweise ist die Kontamination mit Luftsauerstoff oder das ungenügende Wässern der Probe dafür verantwortlich, so dass die Farbe entweder oxidiert oder durch verbliebene Säurereste zerstört wird.

Die vorliegenden Exemplare wurden alle mit Hilfe einer Digital-Kamera der Marke „Digital-Microscope VHX 7000“ von der Firma Keyence dokumentiert. Das beschriebene Material befindet sich zurzeit noch in der Sammlung des Autors und wird zu gegebener Zeit in das Landesmuseum Kärnten – Rudolfinum in Klagenfurt überführt.

## Geografische Lage

Die Schicht s liegt unweit der Gipfelregion des Auernigs (1.863 m), der sich ca. 900 m ESE des Nassfeldpasses in den zentralen Karnischen Alpen, Kärnten (Österreich) befindet (Abb. 1, 2). Sie ist auf der Geologischen Karte des Jungpaläozoikums 1:12.500 (Blatt Ost) verzeichnet und befindet sich etwa 35 m NNE vom Gipfel des Auernigs (1.863 m) links des Wanderwegs zum Gipfel [vgl. SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 29; GPS-Daten (WGS84/GMS): 13°17'13" E / 46°33'31" N]. Sie stellt den Haltepunkt 9 des

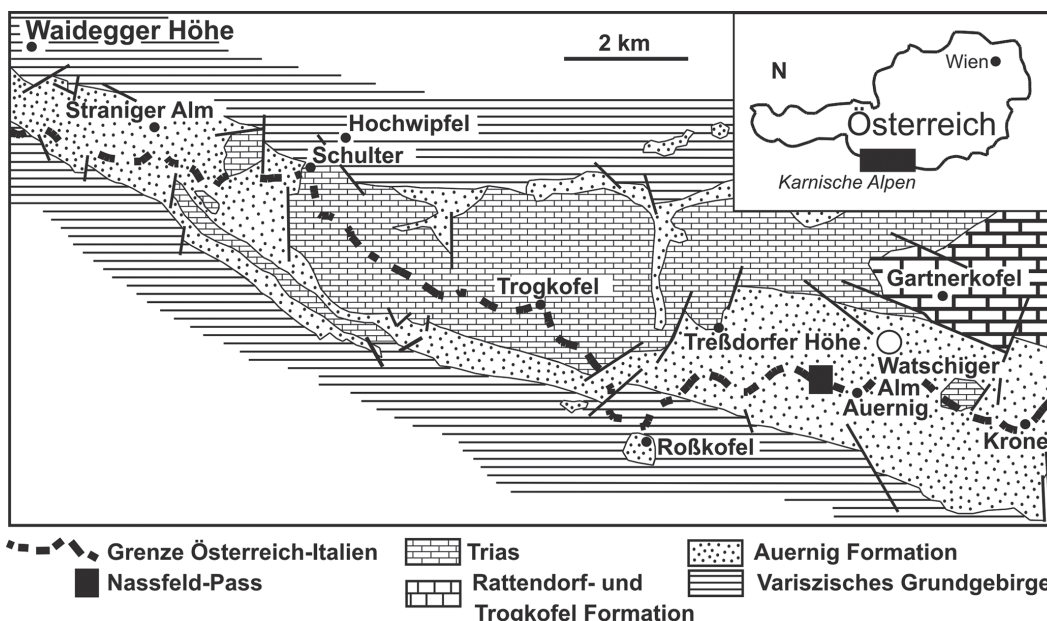


Abb. 1. Geographisch-geologische Übersicht über die Lage des Arbeitsgebietes. Entnommen aus und leicht verändert nach FOHRER & SAMANKASSOU (2005: Fig. 1).

# Geotrail Nassfeld - Pramollo

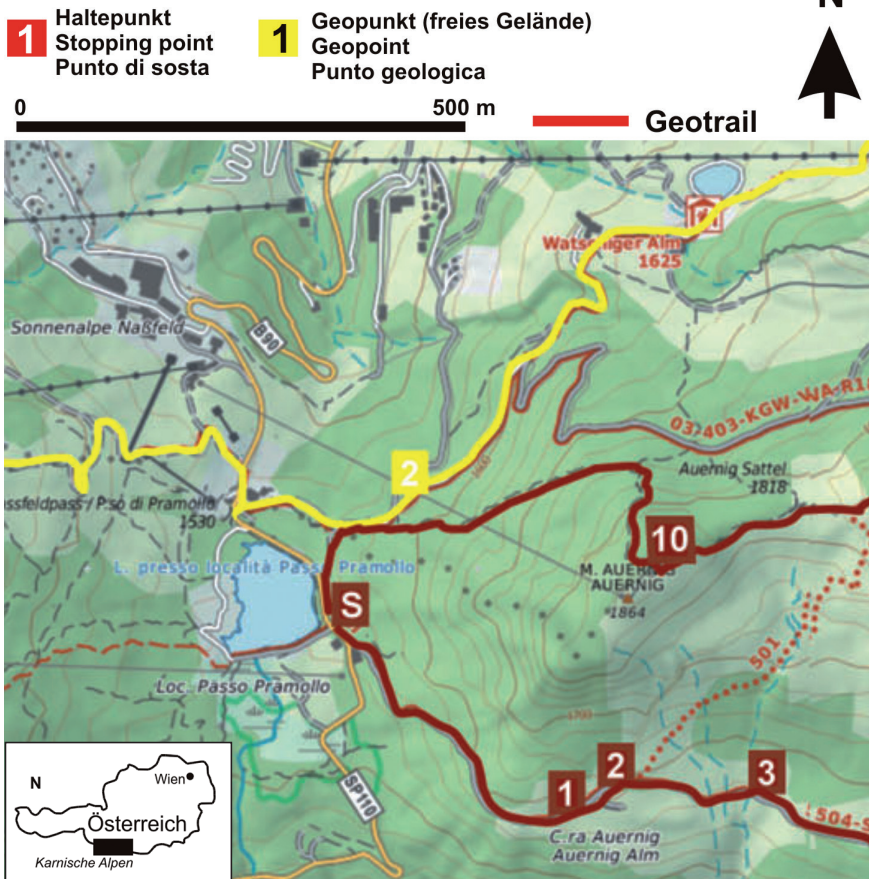


Abb. 2. Lage der Schicht s, ~ 35 m NNE des Auerniggipfels (1.863 m), Karnische Alpen (Österreich). 10 = Lage der Schicht s. Entnommen und verändert aus SCHÖNLAUB & FORKE (2021: Fig. 8.6.1).

geologischen Lehrpfades dar und wird von FOHRER mit „A/S“ abgekürzt (vgl. SCHÖNLAUB, 1988: 77; FOHRER, 1991: 10, 39; 1997: 130). Bei anderen Autoren wird die Schicht s auch als „Bank s“ bezeichnet, so dass hier zur Vermeidung von Verwechslungen ausschließlich die von SCHELLWIEN (1892) verwendete ursprüngliche Bezeichnung „Schicht s“ verwendet wird (vgl. auch SCHRAUT, 2021).

## Geologie und Biostratigrafie

Die Auernig-Formation s.l. ist eine zyklische Abfolge von Klastika und Karbonaten (Auernig-Rhythmus sensu KAHLER, 1955), welche durch hochfrequente, glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert und innerhalb einer deltaähnlichen bis flachmarinen Umgebung abgelagert wurde (vgl. MASSARI et al., 1991: 183). Ihre Mächtigkeit wird auf 800 m (vgl. SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 21; SCHÖNLAUB, 2014: 83) bis maximal 1.200 m (vgl. KRÄINER, 1991: 161; VOZÁROVÁ et al., 2009: 92) geschätzt und von HERITSCH et al. (1934) lithologisch in fünf Schichtgruppen unterteilt. SELLI (1963: 49–51) erstellt die Auernig-Gruppe und nennt die Schichtgruppen sensu HERITSCH et al. (1934) in Meledis-, Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation um.

SCHÖNLAUB & FORKE (2007: 18) weisen auf die kartiergeologischen Probleme der Zuordnung lithostratigrafischer Abschnitte in der tektonisch stark gestörten Abfolge im Nassfeldgebiet hin, behalten den Begriff der Auernig-Formation s.l. für die gesamte Abfolge bei und betrachten die Untereinheiten als Subformation bzw. Member.

Die Schicht s gehört in die oberste Partie der Garnitzen-Subformation (Carnizza Member), d.h. dem höchsten Anteil der Auernig-Formation s.l., welche biostratigrafisch dem oberen Anteil des Gzhelium E (= Noginskium, *Daixina vasilkovskyi* Subzone = oberer Teil der *Daixina sokensis* Zone) entspricht (vgl. FORKE, 2007: 260; SCHÖNLAUB & FORKE, 2007: 114; NOVAK et al., 2019: 286; in dieser Arbeit: Abb. 3).

Profile, in welchen die lithologischen und faunistischen Ergebnisse für die Schicht s zusammengefasst werden, sind in FOHRER (1991: Fig. 8) und FLÜGEL et al. (1997: Fig. 4) publiziert. Das verkieselte Material von der Schutthalde dürfte aus dem oberen Bereich des Profils stammen, der als „nodular limestone“ mit „Verkieselungen“ bezeichnet wird und eine Mächtigkeit von ca. 2 m besitzt (vgl. FLÜGEL et al., 1997: Fig. 4).

Eine Zusammenfassung der Bearbeiter sowie der Gesamtflora und Gesamtf fauna der Schicht s ist in SCHRAUT (2021: Tab. 1) dargestellt.

## Farbzeichnungen in der Natur

Farben bzw. Farbzeichnungen spielen bei rezenten Organismen sowohl ökologisch als auch phylogenetisch eine bedeutende Rolle (vgl. HILL & MCGRAW, 2006). Sie können der inter- und intraspezifischen Erkennung (vgl. PARKER, 2000; BOKONYI et al., 2003; SEAGO et al., 2009), der Tarnung und Thermoregulation (vgl. RILEY, 1997), dem UV-Schutz (vgl. FOX & VEVERS, 1960; BUTLER et al., 2005) und der Ent-

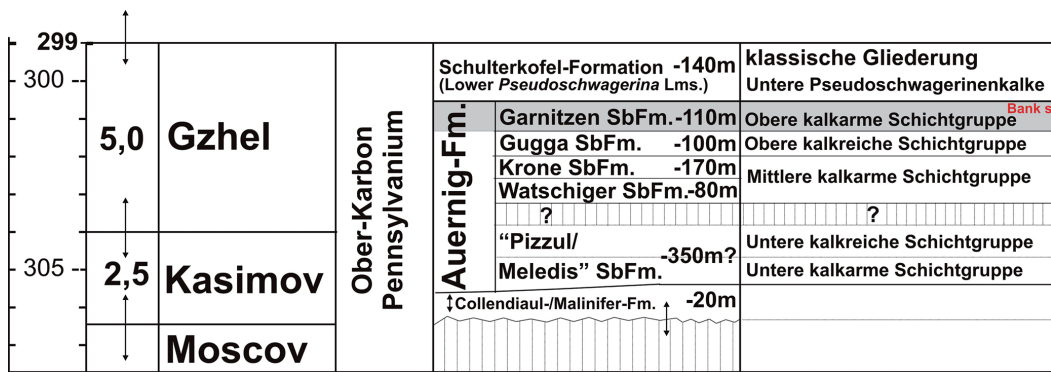


Abb. 3. Stratigraphische Position der Schicht s (rot). Entnommen, verändert und ergänzt aus SCHÖNLAUB & FORKE (2007: Fig. 4) und NOVAK et al. (2019: Fig. 2).

fernung und Lagerung von giftigen Stoffen (z.B. von Metallen, freien Radikalen) aus dem Körper in den Panzer/Schale dienen (vgl. CÉSARINI, 1996; MCGRAW, 2003).

Untersuchungen mit Hilfe von Röntgenstrahlen und SEM-Analysen haben gezeigt, dass die Färbung bei fossilen Schalen nicht durch einen diagenetischen Ersatz der ursprünglichen Schalenmineralogie bzw. -struktur bedingt ist, sondern es sich dabei um die Erhaltung echter organischer Farbanteile handelt (vgl. HOLLINGWORTH & BARKER (1991b: 116).

Neben dem weit verbreiteten Farbstoff Melanin, welcher ein Oxidations- und Polymerisationsprodukt der Aminosäure Tyrosin darstellt, werden von HOLLINGWORTH & BARKER (1991b: 106–109) weitere Farbstoffe aus der Gruppe der Tetrapyrole genannt und diskutiert. Melanin ist dabei auf Grund seiner geringen Löslichkeit in Säuren und organischen Lösungsmitteln der weitaus stabilste natürliche Farbstoff und demzufolge bei den meisten Archaeogastropoden und einigen Bivalven weit verbreitet. Abgelagert werden diese Farbstoffe bei den meisten Mollusken in der äußeren Schalenlage (Periostrakum), wobei diese nach dem Versterben der Tiere in der Regel durch Transport, Bakterienbefall, Bohrorganismen und Lichtexposition (UV-Strahlung) schnell verloren geht. Daher ist, neben der chemischen Zusammensetzung der Farbe, eine schnelle Einbettung für Farberhaltungen sehr wichtig (vgl. HOLLINGWORTH & BARKER, 1991b: 106, 109–110).

Eine genauere Analyse bezüglich der Korrelation zwischen ursprünglicher Schalensubstanz (Aragonit versus Kalzit) und der Häufigkeit von Farberhaltung wird von BANDEL & WEITSCHAT (1984: 338) für Gastropoden belegt. Demzufolge treten Farberhaltungen nur bei ursprünglich kalzitischen Gehäusen wie bei den Naticiden auf. Auf der anderen Seite ist bei den beiden farbbezeichnungstragenden Arten *Mourlonia antrina* (SCHLOTHEIM, 1816) und *Euconospira conica* (PHILLIPS, 1836) aus dem Oberperm bzw. Unterkarbon die ursprünglich aragonitische, äußere Schale, neomorph durch Kalzit ersetzt worden (vgl. HOLLINGWORTH & BARKER (1991b: Tab. 5.1). Das Ausgangsmaterial scheint demzufolge nicht unbedingt entscheidend für eine Farberhaltung zu sein, wie auch die Art und Dauer der Diagenese einen Einfluss auf die Farberhaltung haben kann, aber nicht muss.

Das Sediment und seine Genese sowie der ursprüngliche ökologische Lebensraum spielen beim Auftreten von Farbbezeichnungen sicher gleichfalls eine wichtige Rolle. Im rezenten Ökosystem Korallenriff ist der Anteil farbiger Gastropoden deutlich höher als in anderen, kühleren Bereichen, daher trifft man auch fossile Farbbezeichnungen überwie-

gend dort an (vgl. allerdings die kritischen Anmerkungen hierzu seitens von BANDEL & WEITSCHAT, 1984: 339). Weiterhin erhöht auch das Kalksediment selber, welches in Riffen dominiert, möglicherweise die Wahrscheinlichkeit farbiger Überlieferung (vgl. DEECKE, 1917: 12; HOLLINGWORTH & BARKER, 1991a: 347).

Neben der organogenen Erhaltung echter Farben sowie deren möglicher diagenetischer Umwandlungsprodukte in Farbbezeichnungen, welche letztendlich nur den ehemaligen Farbverlauf wiedergeben, kommen weiterhin sowohl sichtbare Farbmuster, die man fälschlicherweise als solche ansah (vgl. BRANSON, 1964 bei Goniatiten), als auch nicht sichtbare Farbmuster vor, welche erst mit Hilfe von UV-Strahlung (vgl. NEUFFER, 1972) oder/und anderen Techniken sichtbar gemacht werden können.

Letztendlich ist die Erhaltung von Farbe abhängig von der originären Zusammensetzung der Farbpigmente (z.B. Melanine sind besonders stabil!), der mineralogischen Zusammensetzung der Schale (Aragonit versus Kalzit), der Lage der Pigmente innerhalb der Schale, der Einbettungsgeschwindigkeit, dem ursprünglichen Ökosystem und der damit verbundenen generellen Anzahl an gefärbten Gehäusen, der Art und Zusammensetzung des Sediments und dem Ablauf und der Dauer der Diagenese (vgl. HOLLINGWORTH & BARKER, 1991b: 116–117).

## Farbbezeichnungen in der Paläontologie

Farbmarkierungen bzw. Farbbezeichnungen auf Schalen bzw. Panzern fossiler Invertebraten wurden schon sehr früh erkannt und beschrieben (vgl. PHILLIPS, 1836; D'ORBIGNY, 1842; ALBERTI, 1845; KING, 1850; DAVIDSON, 1858). Sie werden mittlerweile von mehr als 180 Gattungen paläozoischer Invertebraten genannt (vgl. HOARE, 1978; BOUCOT, 1981; MAPES & HOARE, 1987; KOBLUK & MAPES, 1989) und sind in vielfältiger Art und Erhaltungsweisen bei den meisten Vertretern der Invertebraten und Vertebraten nachgewiesen (vgl. Übersicht in Tabelle 1).

Auch wenn die Erhaltung von Farben bzw. Farbbezeichnungen bei fossilen Formen ein eher seltenes Phänomen ist, wird dieses nicht nur von den Paläontologen als Besonderheit registriert und beschrieben, sondern auch für die Paläoökologie, Paläobiogeografie, Evolution und Taxonomie genutzt (vgl. NEWTON, 1907; FOERSTE, 1930; KOBLUK & MAPES, 1989; HAGDORN & SANDY, 1998; GARDNER & MAPES, 2000; MANDA & TUREK, 2009; TUREK, 2009; BALIŃSKI, 2010; VINTHER, 2015).

Taxon	Autor(en) / Jahreszahl
Rodophyta	WOLKENSTEIN et al. (2010); VINTHER (2015)
Plantae	WEIGELT & NOACK (1931); DILCHER (1967); PAVLICK & MITCHELL (1970); POTONIÉ et al. (1972); KRUMBIEGEL et al. (1983)
Hyalitha	BARRANDE (1867); NOVÁK (1891); VALENT & MALINKY (2008)
Polyplacophora	HOARE & SMITH (1984); HOARE et al. (2002)
Gastropoda <sup>1</sup>	PHILLIPS (1836); DE KONINCK (1883); KEYES (1890); RAYMOND (1906); GIRTY (1912); ROUNDY (1914); DEECKE (1917); GREGER (1917); LEIHOLD (1918); FOERSTE (1930); KNIGHT (1929, 1932, 1933a, b); HAYASAKA (1953); YOCHELSON (1956); KEMP (1957); BATTEN (1958, 1966); PLAS (1972); KRÍŽ & LUKEŠ (1974); YOCHELSON & KRÍŽ (1974); CLARK (1974); HOARE & STURGEON (1976, 1978); ROHR & SMITH (1978); KOBLUK & MAPES (1989); CHESNUT & SLUCHER (1990); HOLLINGWORTH & BARKER (1991a); FRYDA (2000); BASSE & HEIDELBERGER (2002); JANKOVSKÝ (2003); KRAWCZYŃSKI (2013); HARTKOPF-FRÖDER & WEBER (2016); MOTTEQUIN & POTY (2021)
Bivalvia <sup>1</sup>	DE KONINCK (1885); DEECKE (1917); LEIHOLD (1918); KNIGHT (1929); FOERSTE (1930); BRILL (1952); MURPHY (1965); CLARK (1974); HOARE et al. (1988); MAPES & BENSTOCK (1988); AMLER (1994); MOTTEQUIN & POTY (2021)
Nautiloidea <sup>1</sup>	LEIHOLD (1918); DUNBAR (1924); FOERSTE (1930); TEICHERT (1964); KOBLUK & HALL (1976); MANDA & TUREK (2009); TUREK (2009); TUREK & MANDA (2011); VINTHER (2015); HARTKOPF-FRÖDER & WEBER (2016)
Ammonoidea	D'ORBIGNY (1842); SCHINDEWOLF (1928, 1931); SPATH (1935); REYMENT (1957); PINNA (1972); MATSUMOTO & HIRANO (1976); HELLER (1977); MANLEY (1977); TANABE & KANIE (1978); MAPES & SNECK (1987); GRABENHORST & MUNDLOS (1987); BARDHAN et al. (1993); MAPES & DAVIS (1996); EBBIGHAUSEN et al. (2016); HARTKOPF-FRÖDER & WEBER (2016)
Belemnitida	JORDAN et al. (1975); SPÄTH (1983)
Coleoidea	VINTHER (2015)
Trilobita	RAYMOND (1922); WILLIAMS (1930); WELLS (1942); TEICHERT (1944); GARRETSON (1953); HARRINGTON (1959); ESKER (1968); BABCOCK (1982); KLUG et al. (2009); MCROBERTS et al. (2013); SCHOENEMANN et al. (2014)
Phyllocarida	STUMM & CHILMAN (1969)
Cirripedia	YAMAGUCHI (1980)
Hexapoda	COCKERELL (1906, 1916, 1922, 1927); PONGRÁCZ (1935, 1937); HOARE (1978); KRUMBIEGEL et al. (1983); MAPES & HOARE (1987); LUTZ (1988, 1990); HEADS et al. (2005); TANAKA et al. (2010); MCNAMARA et al. (2012); MCNAMARA (2013); VINTHER (2015)
Brachiopoda <sup>1</sup>	DAVIDSON (1858); KAYSER (1871); DE KONINCK (1887); GREGER (1908); DEECKE (1917); LEIHOLD (1918); RICHTER (1919, 1924); FOERSTE (1930); CLOUD (1942); WILLIAMS & ROWELL (1965); BOUCOT & JOHNSON (1968); MURPHY (1972); KRÍŽ & LUKEŠ (1974); CLARK (1974); BIERNAT (1984); JOHNSON (1986); BLODGETT et al. (1983, 1988); BALIŃSKI (1985, 2010); MOTTEQUIN & POTY (2021)
Blastoidea	REIMANN (1961); BEAVER & FABIAN (1998)
Cystoidea	PAUL (1967)
Crinoidea	BATHER (1892, 1893); FOERSTE (1930); BEANE (1941); BLUMER (1960, 1965); WOLKENSTEIN et al. (2006, 2008); NIEDWIEDZKI et al. (2011); VINTHER (2015)
Echinoidea	COTTEAU (1881); KROH (2003); HOSTETTLER (2006); SCHNEIDER & WERNER (2007)
Osteichthyes	VOIGT (1934, 1937); GOTTFRIED (1989); KRUMBIEGEL et al. (1983); VINTHER (2015)
Amphibia	VOIGT (1935, 1937); KRUMBIEGEL et al. (1983)
Reptilia	VOIGT (1937); RIEPPEL (1980); SULLIVAN et al. (1988)
Dinosauria	CHEN et al. (1998); ZHANG et al. (2010); LINGHAM-SOLIAR & PLOWOWSKI (2010); LI et al. (2010, 2012); VINTHER (2015)
Ichthyosauria	WHITEAR (1956); VINTHER (2015)
Pterosauria	VINTHER (2015)
Aves	LAMBRECHT (1935); BACHOFEN-ECHT (1936); VINTHER et al. (2008, 2009); CLARKE et al. (2010); ZHANG et al. (2010); KNIGHT et al. (2011); CARNEY et al. (2012); VITEK et al. (2013); VINTHER (2015)
Mammalia	VOIGT (1936); KRUMBIEGEL et al. (1983); VINTHER (2015)

Tab. 1. Zusammenstellung fossiler Invertebraten und Vertebraten höherer Kategorie mit dem Nachweis von Farbe bzw. Farbzeichnungen sowie Publikationsangaben.  
<sup>1</sup> = Berücksichtigung nur paläozoischer Formen.

Am häufigsten treten Farbzeichnungen bei Gastropoden auf (vgl. DEECKE, 1917: 9), wobei eine erste zusammenfassende Gegenüberstellung von FOERSTE (1930) stammt. Er nennt bei einer Gesamtheit von 293 der bis dahin bekannten Arten mehr als 75 % (224 Arten) alleine für das „Tertiär“ und nur ca. 15 % (44 Arten) für das gesamte Paläozoikum (vgl. FOERSTE, 1930: 111; TICHY, 1980: 175). Nachweise

von Gastropoden aus dem Paläozoikum mit Farberhaltung liegen durchgehend vom Ordovizium bis in das Perm vor (vgl. Übersicht in Tabelle 2).

Ihre größte Häufigkeit und Diversität haben farbzeichnungstragende Gastropoden innerhalb des Paläozoikums im Karbon. Von hier wurden sie auch erstmals beschrie-

Gastropoda	Autor(en) / Jahreszahl
Perm	HAYASAKA (1953); YOCHELSON (1956); KEMP (1957); BATTEN (1958, 1972); PLAS (1972); HOLLINGWORTH & BARKER (1991a)
Karbon	PHILLIPS (1836); DE KONINCK (1883); KEYES (1890); GIRTY (1912); ROUNDY (1914); DEECKE (1917); GREGER (1917); LEIHOLD (1918); FOERSTE (1930); KNIGHT (1929, 1932, 1933a, b); BATTEN (1966); CLARK (1974); HOARE & STURGEON (1976, 1978); KOBLUK & MAPES (1989); CHESNUT & SLUCHER (1990); KRAWCZYŃSKI (2013); MOTTEQUIN & POTY (2021)
Devon	LEIHOLD (1918); YOCHELSON & KŘÍŽ (1974); ROHR & SMITH (1978); FRÝDA (2000); WEBER (2000); BASSE & HEIDELBERGER (2002); JANKOVSKÝ (2003); HARTKOPF-FRÖDER & WEBER (2016)
Silur	LEIHOLD (1918); KŘÍŽ & LUKEŠ (1974)
Ordovizium	RAYMOND (1906); FOERSTE (1930)

Tab. 2.

Zeitlich geordnetes Vorkommen von Gastropoden innerhalb des Paläozoikums mit dem Nachweis von Farbe bzw. Farbzeichnungen mit Publikationsangaben.

ben und abgebildet (vgl. PHILLIPS, 1836: Taf. XV, Fig. 2) und stellt folglich gleichzeitig die älteste Farbzeichnungs-darstellung eines Fossils überhaupt dar! SCHNEIDER & WERNER (2007: 143) verweisen allerdings auf die bestehende Aufmerksamkeit der Paläontologen für Farbzeichnungen seit dem späten 18. Jahrhundert und nennen in diesem Zusammenhang BRUGGÜËRE (1792), wobei in dem reinen Textbuch (nach eigener Durchsicht) kein Hinweis für die Nennung von Farbzeichnungen gefunden wurde! Eine ältere statistische Gegenüberstellung innerhalb des Paläozoikums ergibt einen Anteil von 75 % (33 von 44 Arten) alleine für das Karbon (vgl. FOERSTE, 1930: 111), wobei der geografische Schwerpunkt eindeutig auf den USA liegt (vgl. hierzu auch die Angaben bei COX, 1960: 125, „häufiges Auftreten“).

Die vorliegenden 12 Exemplare aus dem hohen Oberkarbon (Gzhelium E) der Schicht s vom Auernig (1.863 m) in Österreich scheinen, neben den schon sehr früh bekannt gewordenen Funden aus dem Unterkarbon (hohes Viséum, Warnantium) von Belgien (vgl. DE KONINCK, 1883: Taf. 38, Figs. 11–14; MOTTEQUIN & POTY, 2021: Figs. 8b, c) und einem Einzelfund aus dem Gołonóg-Sandstein (hohes Unterkarbon, Namurium A ~ Serpukhovium) des Oberschlesischen Beckens (Polen) [vgl. KRAWCZYŃSKI, 2013: Figs. 3A, 3C, 3E], bisher die einzigen Funde aus dem europäischen Karbon zu sein.

## Systematische Paläontologie

**Stamm Mollusca LINNAEUS, 1758**

**Klasse Gastropoda CUVIER, 1797**

**Ordnung Neritimorpha KOKEN, 1896**

**Familie Naticopsidae WAAGEN, 1880**

**Unterfamilie Naticopsinae MILLER, 1889**

**Gattung *Naticopsis* MCCOY, 1844**

**Typus-Art:** *Naticopsis phillipsii* MCCOY, 1844.

**Diagnose:** Siehe KNIGHT (1933b: 361, 1941: 206); KNIGHT et al. (1960: 276).

**Bemerkungen:** Über die Problematik der Gattung *Naticopsis* MCCOY, 1844, siehe sehr ausführlich bei KNIGHT (1933b: 360–363) und AMLER (1987: 109–110). Auch die Gliede-

rung in Untergattungen nach YOCHELSON (1953) ist nicht unproblematisch und nur bei Vorhandensein ontogenetischer Reihen möglich (vgl. YOCHELSON, 1953: 65). Nach BATTEN (1966: 61) sind für die Artabgrenzung die Gehäuseform und der Windungsquerschnitt, der Grad der Auf-/Abrollung, die relative Höhe des Apex, die Art der Parietalausbildung und die Skulpturelemente ausschlaggebend (vgl. auch AMLER, 1987: 110).

Die Bedeutung der Farbzeichnung für eine artliche Unterscheidung bei rezenten Gastropoden wird u.a. von COX (1960: 123) genannt, für fossile Formen von AMLER (1987: 110) auf Grund ihrer Seltenheit bezweifelt. Nach KRAWCZYŃSKI (2013: 87) stellen der Zickzack-Typ und der Spiralband-Typ die beiden häufigsten Farbzeichnungen innerhalb der Gattung *Naticopsis* MCCOY, 1844 dar. Auf Grund individueller Farbunterschiede innerhalb einer Art, bedingt durch Abweichungen beispielsweise in der Anordnung und dem Verlauf des Zickzack-Musters oder der Lage und Breite der Spiralschichten auf dem Gehäuse hält er die Anordnung der Farbmuster gleichfalls nicht für ein artspezifisches Merkmal.

Bezüglich der Qualität der Erhaltung innerhalb farbzeichnungstragender Gastropoden gibt es deutliche Unterschiede. So ist diese bei *Naticopsis* sp. aus dem Oberkarbon (Pennsylvanium) vom Buckhorn Asphalt Quarry bei Sulphur, Oklahoma (USA) auf Grund der Aragonit-Erhaltung ausgesprochen gut, fast so, als wäre das Gehäuse rezent (vgl. SEUSS et al., 2009: Fig. 16a), wohl aber nicht häufig (vgl. BANDEL et al., 2002: 647, welche von dort nur Exemplare ohne Farbzeichnungen beschreiben!). Erkennbar weniger gut erhalten ist die Farbzeichnung von *Naticopsis* (*Naticopsis*) *planispira* (PHILLIPS, 1836) aus dem hohen Unterkarbon (Namurium A ~ Serpukhovium) von Polen (vgl. KRAWCZYŃSKI, 2013: Figs. 3A, 3C, 3E). Bei den übrigen Exemplaren aus der Literatur ist auf Grund der meist Schwarz-Weiß-Darstellungen die Qualität der Farbzeichnungen nicht ersichtlich, wird aber wahrscheinlich etwa dem der mir vorliegenden Exemplare aus Österreich entsprechen. Da die Exemplare aus der Schicht s schon 2018 ausgelesen, aber erst 2021 fotografiert wurden, ist die Möglichkeit, dass sie während dieser Zeit schon etwas ausgebleicht sind, sehr groß.

Da nach COX (1960: 276) die Gattung bzw. Untergattung von *Naticopsis* MCCOY, 1844 weltweit vom Mitteldevon bis in die Trias verbreitet ist (vgl. auch YOO, 1988: 244), ist eine vollständige Übersicht all ihrer Vertreter nur durch eine Revision zu erreichen. In dieser Arbeit werden nur die Arten zusammengestellt und miteinander verglichen, von denen



gleichsam Farbzeichnungen bekannt sind und meist aus ähnlich alten, das heißt oberkarbonischen und unterpermischen Schichten wie die vorliegenden Exemplare stammen (vgl. Tab. 3).

Bezüglich der Systematik und Terminologie bei Gastropoden wird auf die Darstellungen von COX (1960: 106–135, Figs. 65–82) und AMLER (1987: 109–110, Fig. 15; 1992: Figs. 1–3) verwiesen.

### *Naticopsis* sp.

(Tab. 3, Taf. 1, Figs. 1–5, Taf. 2, Figs. 1–4)

**Material:** 95 Exemplare, davon 12 mit Farbzeichnungen (Sammlung SCHRAUT, Exemplare 08072018-261027, 08072018-261040, 08072018-260980 bis -260989). Die meisten Gehäuse sind kleiner als 2 mm.

**Erhaltung:** Es liegen meist ± vollständige, zum Teil sehr gut erhaltene Exemplare von meist juvenilen Formen vor, die alle verkieselt sind und zum Teil auch noch den Protoconch zeigen. Bei den wenigen Exemplaren mit Farbzeichnungen ist die Erhaltung der Schale nicht ganz so gut, die Endwindung(en) inklusive des Protoconchs sind meist nicht erhalten. Auch wird schon nach wenigen Jahren der Lagerung, auch bei völliger Dunkelheit, eine Entfärbung beobachtet.

**Morphologie** (Sammlung SCHRAUT, Exemplar 08072018-260980): Gehäuse klein, ca. 1,1 mm, naticid, schwach länglich-kugelig geformt.

**Aperturansicht** (Taf. 1, Fig. 2): Erste Gehäusewindung sehr hoch und breit, weitere Windungen sowie der Apex nicht sichtbar, Schale relativ dünn, Parietallippe schmal, nur wenig hervortretend, Mündung groß, schräg-oval, auf der Außenseite hin gut gerundet, auf der Innenseite leicht

Taxon	Autor(en) / Jahreszahl	Zeitliches Auftreten	Räumliches Auftreten	Anzahl / Mustertyp	Beschreibende Autoren
<i>N. (J.) meeki</i>	KNIGHT, 1933b	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Missouri)	1 + ? von 170 / zickzack	KNIGHT (1933b: 373, <b>Taf. 42</b> , Figs. 1a–l, hier <b>1c</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 93, <b>Fig. 4A</b> )
<i>N. minima</i>	(BROWN, 1839)	Oberperm (Zechstein)	Europa (England)	1 ? / zickzack	HOLLINGWORTH & BARKER (1991a: 356, <b>Abb. 4</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: <b>91</b> )
<i>N. (N.) picta</i>	GIRTY, 1912	Unterkarbon (oberes Mississippium)	USA (Indiana)	1 / zickzack	GIRTY (1912: 339–340, <b>Taf. 1</b> , Figs. 9–11, hier <b>Fig. 9</b> ); FOERSTE (1930: <b>118</b> ); HAYASAKA (1953: 355, <b>Taf. 21</b> , <b>Fig. 4</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: <b>91–92</b> )
<i>N. (N.) planispira</i>	(PHILLIPS, 1836)	Unterkarbon (Namurium A ~ Serpukhovium)	Europa (Polen)	1 / zickzack	KRAWCZYNSKI (2013: 89–91, <b>Figs. 2A, B, 3A–F</b> )
<i>N. (N.) pulchella</i>	MORNINGSTAR, 1922	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Ohio)	1 / 2 Bänder	MORNINGSTAR (1922: 256–257, <b>Taf. 15</b> , <b>Fig. 16</b> ); KNIGHT (1933b: 377, <b>Taf. 44</b> , <b>Fig. 3</b> ); YOCHELSON & SAUNDERS (1967: 142); KRAWCZYNSKI (2013: 93, <b>Fig. 4H</b> )
<i>N. (N.) subovata</i>	WORTHEN, 1873	Oberkarbon (oberes Pennsylvanien)	USA (Missouri)	1 + ? von 170 / zickzack	KNIGHT (1933b: 379, <b>Taf. 43</b> , Figs. 2a–j, hier <b>2j</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 91, <b>Fig. 4C</b> )
<i>N. (J.) ventricosa</i>	(NORWOOD & PRATTEN, 1855)	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Oklahoma)	1 + ? / zickzack	KNIGHT (1933b: 369–373, <b>Taf. 41</b> , Fig. 2, hier <b>2d</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 93, <b>Fig. 4B</b> )
<i>N. (N.) virgata</i>	KNIGHT, 1933b	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Missouri)	3 + ? von 19 / 3 Bänder	KNIGHT (1933b: 380, <b>Taf. 44</b> , Figs. 6a–g, hier <b>6a, b, g</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 93, <b>Fig. 4F</b> )
<i>N. (N.) wortheniana</i>	KNIGHT, 1934	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Oklahoma)	3 + ? von 39 / 3 Bänder	KNIGHT (1934: 377–378, <b>Taf. 43</b> , Figs. 3a–k, hier <b>3a–c</b> ); SQUIRES (1976: 349, <b>Abb. 1A, B</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 92–93, <b>Fig. 4E</b> )
<i>N. sp.</i>	sensu SEUSS et al., 2009	Oberkarbon (mittleres Pennsylvanien)	USA (Oklahoma)	1 + ? / 3 Bänder	SEUSS et al. (2009: <b>Fig. 16a</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: 93, <b>Fig. 4G</b> )
<i>N. sp.</i>	sensu KEMP, 1957	Unterperm	USA (Texas)	1 / schmale, collabrale Streifen	KEMP (1957: <b>Taf. 26</b> , <b>Figs. 6–8</b> ); KRAWCZYNSKI (2013: <b>91</b> )
<i>N. (N.) sp.</i>	sensu SCHRAUT, in dieser Arbeit	Oberkarbon (Pennsylvanien)	Europa (Österreich)	12 von 95 / 1 Band	in dieser Arbeit <b>Taf. 1–2</b>
<i>N. (J.) plicistria</i>	PHILLIPS, 1836	Unterkarbon	Europa (? Irland)	1 ? / ?	FOERSTE (1930: 118; nur Hinweis, ohne Abbildung!); YOCHELSON (1953: Hinweis auf europäisches Unterkarbon)
<i>N. (N.?) lirata</i>	PHILLIPS, 1836	„Unterkarbon“	Europa (Belgien)	1 ? / > 1 Band	DEECKE (1917: 6; Hinweis auf „deutliche Spiralbänder“); FOERSTE (1930: 118, nur Hinweis!)

Tab. 3.

Zusammenstellung der Arten von *Naticopsis* MCCOY, 1844 mit erhaltenen Farbzeichnungen aus dem hohen Paläozoikum (Karbon bis Perm), ihre Häufigkeit (= Anzahl farbtragender Individuen), Mustertypen, zeitliche und räumliche Verbreitung sowie Publikationsangaben. Fettdruck = Abbildungs-/Tafelhinweis des/der farbzeichnungstragenden Exemplars/Exemplare, *N. (J.)* = *Naticopsis (Jedria)*, *N. (N.)* = *Naticopsis (Naticopsis)*.

gerundet-eckig, Größe (= Höhe) gering, Oberfläche glatt, Skulpturelemente fehlen, erst bei sehr starker Vergrößerung ist eine sehr feine Spiralstreifung erkennbar (~ 5–6 / 0,1 mm-Gehäusebreite), Farbzeichnung als einheitliches weißes, breites Band oberhalb der Parietallippe beginnend, sich zum Apex hin, vom oberen Mündungsrand leicht absetzend und schwach an Breite zunehmend ziehend, auf beiden Seiten durch ein schmales, dunkel-braunes Band von der übrigen, einheitlich hell-braunen Färbung der Schale getrennt.

**Apikalansicht** (Taf. 1, Fig. 3): Gehäuse fast kugelig, mit drei bis vier Windungen, erste Windung sehr groß, zweite Windung deutlich kleiner, weniger als die halbe Breite einnehmend, sich nur leicht von der ersten Windung absetzend, Oberfläche und Skulpturelemente wie bei Aperturansicht, Farbzeichnung ein breites Spiralband, etwa  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{4}$  der Windungsbreite einnehmend, welches auf beiden Seiten durch einen schmalen, etwas dunkler gefärbten Saum von der einheitlich hellen, braunen Grundfärbung abgesetzt ist.

**Variabilität:** Bei einem Vergleich der Gehäuse untereinander ist sowohl bezüglich der Gehäuseform, als auch der Farbzeichnung nur eine geringe Variabilität festzustellen. Diese äußert sich in engem Rahmen nur in der Breite des weißen Bandes sowie in der Intensität der Färbung. Letztgenannte deutet aber möglicherweise auf unterschiedlich gute Erhaltungszustände hin (vgl. Taf. 1, Figs. 1, 2–4 sowie Taf. 2, Figs. 1–4).

**Diskussion:** Wie schon in der Einleitung erwähnt, finden sich Farbzeichnungen bei oberpaläozoischen Formen von *Naticopsis* MCCOY, 1844 fast ausschließlich und relativ häufig im hohen Oberkarbon von Nordamerika (USA), seltener auch im Unterperm von Nordamerika (USA) und Europa (England). Eine Gegenüberstellung der Formen mit Farbzeichnungen, wie dies von KRAWCZYŃSKI (2013: Fig. 4) durchgeführt wurde, wird hier in Tabellenform versucht (vgl. Tab. 3). Bei der Aufteilung der Färbungen in Farbzeichnungstypen gehören die vorliegenden Exemplare zu den gebänderten Formen. Dabei zeigen alle gebänderten *Naticopsis*-Arten entweder zwei [vgl. *pulchella* MORNINGSTAR, 1922] oder drei [vgl. *virgata* KNIGHT, 1933b, *wortheniana* KNIGHT, 1934 und sp. sensu SQUIRES, 1976] Bänder (vgl. auch KRAWCZYŃSKI, 2013: Figs. 4H, 4F, 4E, 4G), das heißt die Farbzeichnung der österreichischen Exemplare, so einfach sie auch ist, ist diesbezüglich sehr deutlich von allen verschieden, damit einzigartig und tritt bei allen Exemplaren in gleicher Weise auf! Weiterhin besitzen die vorliegenden Exemplare keine Skulptur, außer einer sehr feinen und sehr eng stehenden Spiralstreifung. Gegen die Errichtung einer neuen Art spricht die geringe Größe aller Exemplare von nur ca. 1 mm, das heißt es liegen nur Jungtiere vor [vgl. den Hinweis auf das Vorhandensein von Farbmarkierungen gleichfalls nur bei juvenilen Formen von *Naticopsis minima* (BROWN, 1839) bei HOLLINGWORTH & BARKER, 1991a: 356]. Demzufolge müssten die hier vorliegenden Exemplare mit entweder ontogenetisch gleich alten Individuen der jeweils farbzeichnungstragenden Arten oder es muss an adulten Gehäusen die Farbzeichnungen im Bereich des Apex miteinander verglichen werden. Es bleibt das Auffinden von mehr und größeren Exemplaren, besonders welche mit Farbzeichnungen, für das Erstellen ontogenetischer Reihen, wie sie von YOCHELSON (1953: 65) und AMLER (1987: 110) für eine gesicherte Zuordnung gefordert wird, abzuwarten.

**Farberhaltungen als Artmerkmal:** Der Polymorphismus einer Art, sowohl in ihrer Morphologie als auch in der Farbgebung, ist bei rezenten Gastropoden in unterschiedlicher Art verwirklicht. So ist die Morphologie der Gehäuse von *Conus guanche* LAUER, 1993 auf den verschiedenen Kanarischen Inseln zum Teil sehr verschieden wie auch deren Farbgestaltung (von Zickzack-Mustern, Spiralbändern bis hin zu fast einfarbigen Exemplaren!). Innerhalb nur einer Insel, wie zum Beispiel auf Gran Canaria, ist die Morphologie der Gehäuse hingegen recht stabil, bei allerdings immer noch stark variierenden Farbmustern (hier allerdings schon nur noch  $\pm$  Zickzack-Mustern!), was in diesem Falle die Bedeutung der Schalenmorphologie hervorhebt (vgl. HERNANDEZ et al., 2011: Figs. A–T = Kanarische Inseln, P–T = Gran Canaria). Auf der anderen Seite ist die Farbvariabilität von *Natica stercomuscarum* (GMELIN, 1791) zwischen Gran Canaria und Teneriffa nur gering (vgl. HERNANDEZ et al., 2011: Fig. 50N = Gran Canaria und Figs. O–P = Teneriffa). Bei ihr, wie besonders auch bei *Smaragdia viridis* (LINNAEUS, 1758), ist die Variabilität der Gehäuseform (hochspiralige vs. niedrig spiralige, vgl. POPPE & GOTO, 1991: 90) deutlich, die Färbung, besonders bei Letztgenannter, aber so eindeutig, dass man selbst kleinste Bruchstücke der Art an ihrer (für Gastropoden ungewöhnlichen) grünen Grundfärbung, den dunklen, unregelmäßig verlaufenden Transversallinien und den unregelmäßig angeordneten, kleinen weißen Flecken sicher erkennen kann (vgl. HERNANDEZ et al., 2011: Figs. 24G–J von Gran Canaria, RUEDA, 2011: 134 von Andalusien, TORNARITIS, 1987: 42, Fig. 43 von Zypern, HICKS, 2010: Figs. 3.24./5–5a aus der Karibik, von Texas und Florida, beide USA und aus eigenen Erfahrungen durch Aufsammlungen in Porto Asini, Iria, Ireo bei Korinthos, Gialova, alle Griechenland, Hvar, Murter, Pakoštane, Lastovo, Vis, alle Kroatien, Punta Campanella, Marina del Cantone, beide Neapel, Italien, Kap Komaldis, Kyrenia, beide TRN-Zypern, Cesme Körfec, Izmir, Türkei). Untersuchungen von COSTA & NEHM (2001) über die Stabilität von Farbmustern neritider Gastropoden im Neogen der Dominikanischen Republik zeigen gleichfalls eine bemerkenswerte zeitliche und räumliche Stabilität der für *Smaragdia viridis* (LINNAEUS, 1758) charakteristischen Farbvarianten (hier unterteilt in insgesamt sieben Mustertypen!) über einen Zeitraum von 13 Mio. Jahren, währenddessen sich die Gehäusemorphologie deutlich verändert hat (vgl. COSTA & NEHM, 2001: 43). Auf der anderen Seite wurde bei *Theodoxus luteofasciatus* (MILLER, 1879) eine außergewöhnlich hohe Farbvariabilität einerseits, andererseits eine nur geringe bezogen auf eng begrenzte Regionen ermittelt, wobei keine Korrelation zwischen Umweltparametern und Färbung belegt wird (vgl. HENDRY & EKDALE, 1987: 104, siehe zur fehlenden Korrelation auch BANDEL & WEITSCHAT, 1984: 339). Für größere taxonomische Einheiten wie den Phasianellidae SWAINSON, 1840 aus der Trias (vgl. ZARDINI, 1978) im Vergleich zu rezenten Formen aus der Karibik (vgl. ABBOTT, 1974: Figs. 509–511) stellen BANDEL & WEITSCHAT (1984: 339) eine erstaunliche Konstanz der Farbmuster über einen Zeitraum von ca. 200 Mio. Jahren fest.

Folglich kann man nicht pauschal sagen, ob die Farbe oder das Farbmuster einer Gastropodenart als spezifisches Merkmal verwendbar ist oder nicht. Auf Grund des sehr einheitlichen Farbmusters der vorliegenden Exemplare aus dem hohen Oberkarbon der Schicht s vom Auernig halte ich die Bedeutung des Merkmals Farbzeichnung für immerhin gut möglich.

Für die Errichtung einer neuen Art wären allerdings Vergleiche auch mit den Formen von *Naticopsis* McCoy, 1844 nötig, bei denen bisher noch keine Farbzeichnungen nachgewiesen sind. Neben den schon genannten biologischen (Ontogenie, Variabilität) und dadurch bedingten taxonomischen Schwierigkeiten bei der Zuordnung von Exemplaren der Gattung in die zugehörige Untergattung und Art, kommen weitere praktische bzw. technische hinzu, als da wären:

- Erhaltung unterschiedlich ( $\pm$  vollständige,  $\pm$  gute Steinkern- vs.  $\pm$  gute Schalenerhaltung) [vgl. „Bruchstücke“ bei KRAWCZYŃSKI, 2002: Fig. 4: von *Naticopsis* (*Naticopsis*) *protogaea* (GOLDFUSS, 1844)].
- Darstellungsform unterschiedlich [vgl. z.B. bei KRAWCZYŃSKI, 2002: Fig. 4: *Naticopsis* (*Naticopsis*) *excentrica* (ROEMER, 1843) nur in Aperturansicht, *Naticopsis* (*Naticopsis*) *inflata* (ROEMER, 1843) nur in Aufsicht!].
- Darstellungsqualität zum Teil sehr unterschiedlich [ $\pm$  gute Fototafeln, vgl. z.B. BANDEL & KIEL, 2003: Taf. 1–3 vs. z.B. LICHAREV, 1977: Taf. 1–5 vs.  $\pm$  gute Zeichnungen, wie z.B. bei DE KONINCK, 1873: Taf. 4, Fig. 8, in Abhängigkeit von den damals herrschenden jeweiligen politischen Systemen („Westen“ vs. „Osten“) und deren unterschiedlich vorhandenen finanziellen und technischen Möglichkeiten zur jeweiligen Zeit!].
- Anzahl der vorliegenden Exemplare unterschiedlich [vgl. z.B. bei *Naticopsis* (*Naticopsis*) *minuta* YOO, 1994 und *Naticopsis* (*Naticopsis*) *osbornei* YOO, 1988 52 bzw. 16 Exemplare bzw. nur ein Exemplar bei KRAWCZYŃSKI, 2013: Fig. 4: *Naticopsis* (*Naticopsis*) *planispira* (PHILLIPS, 1836)].

Auf Grund dieser Gesamtproblematik werden die vorliegenden Exemplare aus der Schicht s vorläufig unter offener Nomenklatur belassen und weitere Aufsammlungen für die Zukunft abgewartet.

## Dank

CHRISTOPH JANDA und seinem Team möchte ich erneut ganz herzlich für die Mühen bei der redaktionellen Bearbeitung des Manuskripts danken. Weiterhin gilt mein besonderer Dank CARSTEN BRAUCKMANN (Clausthal-Zellerfeld), HANS-GEORG HERBIG (Köln) und MICHAEL R.W. AMLER (Köln) für die kritische Durchsicht der Arbeit, für Verbesserungsvorschläge sowie für wichtige Literatur und Literaturhinweise. Gleichsam gilt mein Dank HOLGER FORKE (Berlin) und HANS PETER SCHÖNLAUB (Kötschach-Mauthen) für ihr großes Interesse an der Arbeit sowie für wichtige Hinweise zur Geografie und Stratigrafie des Arbeitsgebietes.

Weiterhin möchte ich Herrn J. SCHMIDT (FA Keyence) für sein Engagement und die Bereitstellung der Technik für die Aufnahmen der Gastropoden mit Hilfe der Digitalkamera VHX-7000 herzlich danken. Dem Paul-Schneider-Gymnasium in Meisenheim am Glan (Rheinland-Pfalz) sei für die Bereitstellung eines Computerarbeitsplatzes gleichfalls herzlich gedankt. Zum Schluss, wie immer, noch ein großer Dank an meine Frau, der Fachärztin für Allgemeinmedizin, KUNIGUNDE SCHRAUT, sowie meiner Tochter, FRANZISKA SCHRAUT, für die Zeit und Geduld beim Aufsammeln der Proben im Gelände.

## Literatur

- ABBOTT, R.T. (1974): American Seashells. – 2. Ausgabe, 662 S., New York (Verlag Van Nostrand Reinhold).
- ALBERTI, F. V. (1845): Gefärbte Muschel-Kalk-Terebrateln. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, **1845**, 672–673, Stuttgart.
- AMLER, M.R.W. (1987): Fauna, Paläogeografie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geologische Abhandlungen Hessen, **88**, 339 S., Wiesbaden.
- AMLER, M.R.W. (1992): Gastropoden aus dem Unterkarbon von Aprath (Wuppertal). – In: THOMAS, E. (Hrsg.): Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land (nördl. Rheinisches Schiefergebirge), 362–391, Köln (Verlag Sven von Loga).
- AMLER, M.R.W. (1994): Die Gattung *Streblochondria* NEWELL 1938 (Bivalvia, Aviculopectinacea) im europäischen Karbon. – Archäologie im Ruhrgebiet, **1994**, 133–149, Gelsenkirchen.
- BABCOCK, L.E. (1982): Original and diagenetic colour patterns in two phacopid trilobites from the Devonian of New York. – Proceedings of the third North American Paleontological Convention, 17–22, Lawrence, Kansas.
- BACHOFEN-ECHT, A. (1936): Das Vorkommen von Federn in der Braunkohle des Geiseltals. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **4/22**, 335–340, Halle an der Saale.
- BALIŃSKI, A. (1985): Shell color pattern in an Upper Devonian rhyonellid brachiopod. – Acta Palaeontologica Polonica, **30**, 241–244, Warszawa.
- BALIŃSKI, A. (2010): First colour-patterned strophomenide brachiopod from the earliest Devonian of Podolia, Ukraine. – Acta Palaeontologica Polonica, **55**, 695–700, Warszawa.
- BANDEL, K. & KIEL, S. (2003): Relationships of Cretaceous Neritimorpha (Gastropoda, Mollusca), with the description of seven new species. – Bulletin of the Czech Geological Survey, **78/1**, 53–65, Praha.
- BANDEL, K. & WEITSCHAT, W. (1984): Analyse und Bewertung der Farberhaltung im Gehäuse einer jurassischen Gastropode Nordwestdeutschlands. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mitteilungen, **1984/6**, 327–340, Stuttgart.
- BANDEL, K., NÜTZEL, A. & YANCEY, T.E. (2002): Larval Shells and Shell Microstructures of exceptionally well-preserved Late Carboniferous Gastropods from the Buckhorn Asphalt Deposit (Oklahoma, USA). – Senckenbergiana letaea, **82/2**, 639–689, Frankfurt am Main.
- BARDHAN, S., JANA, S.K. & DATTA, K. (1993): Preserved color pattern of a phylloceratid ammonoid from the Jurassic Chari Formation, Kutch, India, and its functional significance. – Journal of Paleontology, **67/1**, 140–143, Tulsa, Oklahoma.
- BARRANDE, J. (1867): Système silurien du centre de la Bohême. Ordre des Ptéropodes, 3. – Privatveröffentlichung, 79 S., Prague-Paris.
- BASSE, M. & HEIDELBERGER, D. (2002): Devonische Gastropoda und Trilobita aus der Lahn-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, **123**, 67–103, Wiesbaden.

- BATHER, F.A. (1892): British Fossil Crinoids, VIII. *Cyathocrinus: C. acinotubus*, ANG., and *C. vallatus*, sp. nov., Wenlock Limestone. – Annals and Magazine of Natural History, serie 6, **9**, 202–226, London.
- BATHER, F.A. (1893): The Crinoids of Gotland. Part I. The Crinoidea Inadunata. – Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, **25/2**, 1–200, Stockholm.
- BATTEN, R.L. (1958): Permian Gastropoda of the south western United States. – Bulletin of the American Museum of Natural History, **114**, 153–246, New York.
- BATTEN, R.L. (1966): The Lower Carboniferous Gastropod Fauna from the Hotwels Limestone. – Part 2. – The Palaeontographical Society, Monographs, **120**, 53–109, London.
- BATTEN, R.L. (1972): Permian gastropods and chitons from Perak, Malaysia. Pt. 1: Chitons, bellerophontids, euomphalids and pleurotomarians. – Palaeontographical Society, Monographs, **147**, 1–44, London.
- BEANE, B.H. (1941): Crinoids Varied in Color at Le Grand, Iowa (Abstract). – Proceedings of the Iowa Academy of Science, **48/1**, 295, Des Moines, Iowa.
- BEAVER, H.H. & FABIAN, A.J. (1998): Color patterns in Mississippian (Chesterian) blastoids. – Journal of Paleontology, **72/2**, 332–338, Tulsa, Oklahoma.
- BIERNAT, G. (1984): Colour pattern in the Middle Devonian rhynchonellid brachiopods from the Holy Cross Mts. – Acta Geologica Polonica, **34**, 63–72, Warszawa.
- BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J. & FERRILL, B.A. (1983): A color-banded *Beachia* (Brachiopoda; Terebratulida) from the Oriskany equivalent (mid-Early Devonian) of central Alabama. – Journal of Paleontology, **57**, 865–869, Tulsa, Oklahoma.
- BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J. & KOCH, W.F. (1988): New occurrences of color patterns in Devonian articulate brachiopods. – Journal of Paleontology, **62**, 53–59, Tulsa, Oklahoma.
- BLUMER, M. (1960): Pigments of a fossil echinoderm. – Nature, **188**, 1100–1101, London.
- BLUMER, M. (1965): Organic pigments: Their long-term fate. – Science, **149**, 722–726, New York.
- BOKONY, V., LIKER, A., SZEKELY, T. & KIS, J. (2003): Melanin-based plumage coloration and flight displays in plovers and allies. – Proceedings of the Royal Society of London B, Biological Sciences, **270**, 2491–2497, London.
- BOUCOT, A.J. (1981): Principles of benthic marine paleoecology. – 463 S., New York (Academic Press).
- BOUCOT, A.J. & JOHNSON, J.G. (1968): Evidence of color banding in a Lower Devonian rhynchonellid brachiopod. – Journal of Paleontology, **42**, 1208–1209, Tulsa, Oklahoma.
- BRANSON, C.C. (1964): False color pattern on an Oklahoma goniatite. – Oklahoma Geology Notes, **24/7**, 160, Norman, Oklahoma.
- BRILL, K.G. JR. (1952): Color markings on Pennsylvanian pelecypods (New Mexico). – Science, **116/3020**, 517, New York.
- BROWN, T. (1839): Description of the fossil shells found at Newtown, Manchester. – Transactions of the Geological Society of Manchester, **1**, 63–66, Manchester.
- BRUGGUIÈRE, J.G. (1792): Encyclopédie méthodique. Histoire naturelle des vers. Tome premier. – 757 S., Paris (Panckoucke).
- BUTLER, M.J., GARDINER, R.B. & DAY, A.W. (2005): Fungal melanin detection by the use of copper sulphide silver. – Mycologia, **97/2**, 312–319, Lawrence, Kansas.
- CARNEY, R.M., VINTHER, J., SHAWKEY, M.D., D'ALBA, L. & ACKERMANN, J. (2012): New evidence on the colour and nature of the isolated *Archaeopteryx* feather. – Nature Communications, **3**, 637–643, London.
- CÉSARINI, J.P. (1996): Melanins and their possible roles through biological evolution. – Advances in Space Research, **18/12**, 35–40, New York.
- CHEN, P.-J., DONG, Z.-M. & ZHEN, S.-N. (1998): An exceptionally well-preserved theropod dinosaur from the Yixian Formation of China. – Nature, **391**, 147–152, London.
- CHESNUT, D.R. JR. & SLUCHER, E.R. (1990): Color-banded gastropods from the Kendrick Shale Member (Middle Pennsylvanian, Westphalian B) of eastern Kentucky. – Journal of Paleontology, **64/3**, 475–477, Tulsa, Oklahoma.
- CLARK, E. (1974): Color preservation in Lower Mississippian brachiopods, gastropods, and pelecypods near Wellman, Iowa. – Earth Science, **27/3**, 170–173, New York.
- CLARKE, J.A., KSEPKA, D.T., SALAS-GISMONDI, R.S., ALTAMIRANO, A.J., SHAWKEY, M.D., D'ALBA, L., VINTHER, J., DEVRIES, T.J. & BABY, P. (2010): Fossil evidence for evolution of the shape and color of penguin feathers. – Science, **330**, 954–957, New York.
- CLOUD, P.E. (1942): Terebratuloid Brachiopoda of the Silurian and Devonian. – The Geological Society of America, Special Paper, **38**, 1–182, Lawrence, Kansas.
- COCKERELL, T.D.A. (1906): Fossil saw-flies from Florissant, Colorado. – Bulletin of the American Museum of Natural History, **22/2**, 499–501, New York.
- COCKERELL, T.D.A. (1916): British fossil insects. – United States National Museum, Proceedings, **49/2119**, 469–499, Washington, D.C.
- COCKERELL, T.D.A. (1922): Some Eocene insects from Colorado and Wyoming. – United States National Museum, Proceedings, **59/2358**, 29–39, Washington, D.C.
- COCKERELL, T.D.A. (1927): Tertiary insects from Kudia River Maritime Province, Siberia. – United States National Museum, Proceedings, **64/2503**, 13, Washington, D.C.
- COSTA, F.A.H. & NEHM, R.H. (2001): Color pattern stability in sea-grass neritid gastropods from the Neogene of the Dominican Republic. – PaleoBios, **21/2** (Supplement), 43, Berkeley, California.
- COTTEAU, G. (1880–1885): Paléontologie Française ou Description des Fossiles de la France. Terrain Jurassique, tome 10, deuxième partie: Échinides réguliers. – 960 S., Paris (Masson).
- COX, L.R. (1960): Gastropoda. General characteristics of Gastropoda. (184–169). – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I Mollusca 1. Mollusca – General features, Scaphopoda, Amphineura, Monoplacophora, Gastropoda – General features Archaeogastropoda and some (mainly Paleozoic) Caenogastropoda and Opisthobranchia. – 351 S., Geological Society of America, Lawrence, Kansas (Inc. & University of Kansas Press).
- CUVIER, G. (1797): Tableau élémentaire de l'Histoire Naturelle des Animaux. – Baudouin, Imprimeur du Corps législatif et de l'Institut national, place du Carrousel, No **662**, 710 S., Paris.
- DAVIDSON, T. (1858): A Monograph of the British Fossil Brachiopoda. The Carboniferous Brachiopoda 1., 1.1 Pt. 5 No. 1. – Palaeontographical Society, Monographs, **10**, 1–48, London.
- DEECKE, W. (1917): Über Färbungsspuren an fossilen Molluskenschalen. – Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung B, **1917**, 1–14, Heidelberg.

- DILCHER, D. (1967): Chlorophyll in der Braunkohle des Geiseltales. – *Natur Museum Berlin*, **97/4**, 124–130, Berlin.
- DUNBAR, C. (1924): Phases of Cephalopod adaptation. – In: THORPE, M.R. (Ed.): *Organic Adaptations to Environment*. – Yale University Press, 193 S., New Haven.
- EBBIGHAUSEN, V., BECKER, R.T., BOCKWINKEL, J. & ABOUSSALAM, Z.S. (2016): Givetian (Middle Devonian) brachiopod-goniatite-correlation in the Dra Valley (Anti-Atlas, Morocco) and Bergisch Gladbach-Paffrath Syncline (Rhenish Massif, Germany). – In: BECKER, R.T. & KIRCHGASSER, W.T. (Hrsg.): *Devonian Events and Correlations*. – Geological Society, Special Publication, **278**, 157–172, London.
- ESKER, G.C. (1968): Colour markings in *Phacops* and *Greenops* from the Devonian of New York. – *Paleontology*, **11**, 498–499, London.
- FLÜGEL, E., FOHRER, B., FORKE, H., KRÄINER, K. & SAMANKASSOU, E. (1997): Excursion B 1 Cyclic sediments and algal mounds in the Upper Paleozoic of the Carnic Alps. – *Gaea heidelbergensis*, **4**, 79–100, Heidelberg.
- FOERSTE, A.F. (1930): The color patterns of fossil cephalopods and brachiopods, with notes on gastropods and pelecypods. – *Museum of Paleontology, University of Michigan Contributions*, **3**, 109–150, Michigan.
- FOHRER, B. (1991): Verkieselte Flachwasserstracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **46**, 1–107, Wien.
- FOHRER, B. (1997): Ostracoden aus dem Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen (Österreich): Systematik, Biostratigraphie und Palökologie. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/2**, 99–191, Wien.
- FOHRER, B. & SAMANKASSOU, E. (2005): Paleocological control of ostracode distribution in a Pennsylvanian Auernig cyclotheme of the Carnic Alps, Austria. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **225/1–4**, 317–330, Amsterdam.
- FORKE, H.C. (2007): Taxonomy, systematics, and stratigraphic significance of fusulinoidean holotypes from Upper Carboniferous sediments (Auernig Group) of the Carnic Alps (Austria, Italy). – In: WONG, T.E. (Ed.): *Proceedings of the XV<sup>th</sup> International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*, Utrecht, 10–16 August 2003, Royal Dutch Academy of Arts and Sciences (Amsterdam), 259–268, Utrecht.
- FOX, H.M. & VEVERS, G. (1960): The nature of animal colours. – 246 S., London (Sidgwick & Jackson).
- FRÝDA, J. (2000): Some new Givetian (late Middle Devonian) gastropods from the Paffrath area (Bergisches Land, Germany). – *Memoirs of the Queensland Museum*, **45**, 359–374, Brisbane.
- GARDNER, G.E. & MAPES, R.H. (2000): The relationship of color patterns and habitat for Lower Triassic ammonoids from Crittenden Springs, Elko County, Nevada. – *Paléobiologie, special volume*, **8**, 109–122, Genève.
- GARRETSON, T.L. (1953): Color in Trilobites of Trenton Age. – *Science*, **117/3027**, 17, New York.
- GIRTY, G.H. (1912): Notice of a Mississippian gastropod retaining coloration. – *American Journal of Science*, **34**, 339–340, New Haven.
- GMELIN, J.F. (1791): *Systema naturae per Regna Tria Naturae*. – 13. Auflage, 412 S., Leipzig.
- GOLDFUSS, A. (1841–1844): *Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder. 3. Teil*. – 128 S., Düsseldorf (Arnz & Co).
- GOTTFRIED, M.D. (1989): Earliest fossil evidence for protective pigmentation in an actinopterygian fish. – *Historical Biology*, **3**, 79–83, London.
- GRABENHORST, H. & MUNDLOS, R. (1987): Ein Ceratit mit Farbzeichnungen aus dem Oberen Muschelkalk (Oberanis). – *Der Aufschluss*, **38/10**, 313–316, Heidelberg.
- GREGER, D.K. (1908): A New Devonian Brachiopod Retaining the Original Color Markings. – *American Journal of Sciences*, **25**, 313, New Haven.
- GREGER, D.K. (1917): A color-marked *Euconospira* from the Pennsylvanian of Missouri, and a list of references to coloration in fossil shells. – *The Nautilus*, **30/10**, 114–117, Philadelphia.
- HAGDORN, H. & SANDY, M.R. (1998): Color banding in the Triassic terebratulid brachiopod *Coenothyris* from the Muschelkalk of Central Europe. – *Journal of Paleontology*, **72**, 11–28, Tulsa, Oklahoma.
- HARRINGTON, H.J. (1959): General Description on Trilobites. (O38-O117). – In: MOORE, R.C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O Arthropoda 1*. – 560 S., Boulder, Colorado (Geological Society of America & University of Kansas Press).
- HARTKOPF-FRÖDER, C. & WEBER, H.M. (2016): From Emsian coastal to Famennian marine environments: palaeogeographic evolution and biofacies in the Bergisch Gladbach-Paffrath Syncline area (Rhenish Massif, Germany). – *Münstersche Forschung zur Geologie und Paläontologie*, **108**, 46–75, Münster.
- HAYASAKA, I. (1953): *Euconospira* with colour marking from the Permian of Japan. – *Journal of the Faculty of Science Hokkaido University, Series 4*, **8**, 349–360, Hokkaido.
- HEADS, S., MARTILL, D.M. & LOVERIDGE, R. (2005): An exceptionally preserved antlion (Insecta: Neuroptera) with colour pattern preservation from the Cretaceous of Brazil. – *Palaeontology*, **48**, 1409–1417, London.
- HELLER, F. (1977): Ein *Pleuroceras* aff. *solare* (PHILL.) mit gut erhaltener Farbzeichnung aus den Amaltheentonen Frankens. – *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*, **27/3–4**, 161–168, Erlangen.
- HENDRY, D. & EKDALE, A.A. (1987): Color pattern variation in populations of *Theodoxus luteofasciatus* in the Puerto Penasco area. – *Paleontological Society Special Publications*, **2**, 104–112, Cambridge.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1934): I. Die Schichtenfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (Hrsg.): *Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen*. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **26**, 163–180, Wien.
- HERNANDEZ, J.M., ROLÁN, E. & SWINNEN, F. (2011): Clase Gastropoda. – In: HERNANDEZ, J.M., ROLÁN, E., SWINNEN, F., GÓMEZ, R. & PÉREZ, J.M. (Hrsg.): *Moluscos y conchas marinas de Canarias*, 54–300, Hackenheim (ConchBooks, Klaus & Christina Groh).
- HICKS, D.W. (2010): Chapter 3 Molluscan Ecology and Habitat. – In: TUNNELL, J.W., ANDREWS, J., BARRERA, N.C. & MORETZOHN, F. (Hrsg.): *Encyclopedia of Texas Seashells. Identification, Ecology, Distribution & History*, 28–75, Austin, Texas.
- HILL, G.E. & MCGRAW, K.J. (2006): *Bird coloration. Vol. I: Mechanisms and measurements*. – 589 S., Cambridge, Massachusetts (Harvard University Press).
- HOARE, R.D. (1978): Annotated bibliography on preservation of color patterns on invertebrate fossils. – *The Compass, Earth-Science Journal of Sigma Gamma Epsilon*, **55/3**, 39–63, Lawrence, Kansas.
- HOARE, R.D. & SMITH, A.G. (1984): Permian Polyplacophora (Mollusca) from West Texas. – *Journal of Paleontology*, **58**, 82–103, Tulsa, Oklahoma.

- HOARE, R.D. & STURGEON, M.T. (1976): Color pattern variation in a Pennsylvanian gastropod. – Abstracts with Programs. – Geological Society of America, **8/4**, North-Central Section 10<sup>th</sup> annual meeting, 482–483, Lawrence, Kansas.
- HOARE, R.D. & STURGEON, M.T. (1978): Color pattern variation in *Callistadia spirallia* n. sp. (Pennsylvanian, Gastropoda). – Journal of Paleontology, **52**, 532–536, Tulsa, Oklahoma.
- HOARE, R.D., HANSEN, M.C., MERRILL, G.K. & HOOK, R.W. (1988): Preserved color patterns on Pectinacea (Bivalvia, Mississippian) from Ohio. – Journal of Paleontology, **62**, 653–654, Tulsa, Oklahoma.
- HOARE, R.D., PLAS, L.P. JR. & YANCEY, T.E. (2002): Permian Polyplacophora (Mollusca) from Nevada, Utah, and Arizona. – Journal of Paleontology, **76**, 256–264, Tulsa, Oklahoma.
- HOLLINGWORTH, N.T.J. & BARKER, M.J. (1991a): Gastropods from the Upper Permian Zechstein (Cycle 1) reef of north-east England. – Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **48**, 347–365, London.
- HOLLINGWORTH, N.T.J. & BARKER, M.J. (1991b): Colour pattern preservation in the fossil record: taphonomy and diagenetic significance. – In: DONOVAN, S.K. (Ed.): The processes of fossilization, 105–119 New York (Columbia University Press).
- HOSTETTLER, B. (2006): Die fossilen regulären Echiniden der Günsberg-Formation. – Unpublizierte Diplomarbeit an der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, 87 S., Bern.
- JANKOVSKÝ, M. (2003): Shell morphology and palaeoecology of *Praenatica gregaria* PERNER, 1903 from the Koněprusy Limestone (Lower Devonian) of Bohemia (Czech Republic). – Bulletin of Geosciences, **78**, 423–429, Praha.
- JOHNSON, A. (1906): Bryozoen aus dem karnischen Fusulinenkalk. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **2**, 135–160, Stuttgart.
- JOHNSON, J.G. (1986): Revision of Lower Devonian (Emsian) brachiopod biostratigraphy and biogeography, central Nevada. – Journal of Paleontology, **60**, 825–844, Tulsa, Oklahoma.
- JORDAN, R., SCHEUERMANN, L. & SPÄTH, C. (1975): Farbmuster auf jurassischen Belemniten-Rostren. – Paläontologische Zeitschrift, **49/3**, 332–343, Stuttgart.
- KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusulinen im Euroasiatischen Kontinent. – Geologie, **4**, 179–188, Berlin.
- KAYSER, E. (1871): Notiz über *Rhynchonella pugnus* mit Farbspuren aus dem Eifler Kalk. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **23**, 257–265, Stuttgart.
- KEMP, A.H. (1957): Color retention in *Stenopoceras*, *Euomphalus*, and *Naticopsis*, from the Lower Permian of north central Texas. – Journal of Paleontology, **31**, 974–976, Tulsa, Oklahoma.
- KEYES, C.R. (1890): Preservation of color in fossil shells. – The Nautilus, **4/3**, 30–31, Philadelphia.
- KING, W. (1850): A monograph on the Permian Fossils of England. – Palaeontographical Society, Monograph, **3**, 258 S., London.
- KLUG, C., SCHULZ, H. & DE BAETS, K. (2009): Red Devonian trilobites with green eyes from Morocco and the silicification of the trilobite exoskeleton. – Acta Palaeontologica Polonica, **54**, 117–123, Warszawa.
- KNIGHT, J.B. (1929): Some Pennsylvanian Gastropods and a Pelecypod Showing Color Markings. – Bulletin of the Geological Society of America, **40**, 212, Rochester, N.Y.–Washington.
- KNIGHT, J.B. (1932): The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian outlier: IV. The Pseudomelaniidae. – Journal of Paleontology, **6**, 189–202, Menasha, Wisconsin.
- KNIGHT, J.B. (1933a): The gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian Outlier: 5. The Trocho-Turbinidae. – Journal of Paleontology, **7/1**, 30–58, Chicago.
- KNIGHT, J.B. (1933b): The Gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian Outlier: 6. The Neritidae. – Journal of Paleontology, **7/4**, 359–392, Chicago.
- KNIGHT, J.B. (1934): The Gastropods of the St. Louis, Missouri, Pennsylvanian Outlier: 7. The Euomphaloidea and Platyceratiidae. – Journal of Paleontology, **8/2**, 139–166, Menasha, Wisconsin.
- KNIGHT, J.B. (1941): Paleozoic Gastropod Genotypes. – Geological Society of America, Special Papers, **32**, 1–510, New York.
- KNIGHT, J.B., COX, L.R., KEEN, A.M., BATTEN, R.L., YOCHELSON, E.L. & ROBERTSON, R. (1960): Systematic descriptions. (1/169–3/310). – In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I Mollusca 1. Mollusca – General features Scaphopoda, Amphineura, Monoplacophora, Gastropoda – General features Archaeogastropoda and some (mainly Paleozoic) Caenogastropoda and Opisthobranchia. – 351 S., Geological Society of America, Lawrence, Kansas (Inc. & University of Kansas Press).
- KNIGHT, T.K., BINGHAM, P.S., LEWIS, R.D. & SAVRDA, C.E. (2011): Feathers of the Ingersoll shale, Eutaw Formation (upper Cretaceous), eastern Alabama: the largest collection of feathers from North American Mesozoic rocks. – Palaios, **26**, 364–376, Tulsa, Oklahoma.
- KOBLUK, D.R. & HALL, R.L. (1976): Preserved colour patterns in *Ormoceras westonense* from the middle Ordovician of Quebec. – Canadian Journal of Earth Science, **13/10**, 1479–1481, Ottawa.
- KOBLUK, D.R. & MAPES, R.H. (1989): The fossil record, function, and possible origins of shell color patterns in Paleozoic marine invertebrates. – Palaios, **4**, 63–85, Tulsa, Oklahoma.
- KODSI, M.G. (1967): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). 1. Teil: *Fenestella* LONSDALE 1889. – Carinthia II, **157/77**, 59–81, Klagenfurt.
- KOKEN, E. (1896): Die Leitfossilien, ein Handbuch für den Unterricht und das Bestimmen von Versteinerungen. – 848 S., Leipzig (Chr. Herman Trchnitz).
- KONINCK, L.-G. DE (1873): Recherches sur les animaux fossiles, 2. Monographie des Fossiles Carbonifères de Carinthie. – 116 S., Bruxelles.
- KONINCK, L.-G. DE (1883): Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Quatrième partie. Gastéropodes (suite et fin). – Annales du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, **8**, 1–240, Bruxelles.
- KONINCK, L.-G. DE (1885): Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Cinquième partie. Lamellibranches. – Annales du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, **11**, 1–283, Bruxelles.
- KONINCK, L.-G. DE (1887): Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Sixième partie. Brachiopodes. – Annales du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, **14**, 1–154, Bruxelles.
- KRAINER, K. (1991): The limestone facies of the Auernig and Carnizza Formations (Auernig Group, Pontebba Supergroup, Carnic Alps). – Giornale di Geologia, Serie 3a, **53**, 161–169, Bologna.
- KRAWCZYŃSKI, W. (2002): Frasnian gastropod synecology and bioevents in the Dyminy reef complex of the Holy Cross Mountains, Poland. – Acta Paleontologica Polonica, **47/2**, 267–288, Warszawa.
- KRAWCZYŃSKI, W. (2013): Colour pattern of *Naticopsis planispira* (Neritimorpha, Gastropoda) shell from Upper Carboniferous of Upper Silesian Coal Basin, Southern Poland. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **83**, 87–97, Warszawa.

- KŘÍŽ, J. & LUKEŠ, P. (1974): Color patterns on Silurian *Platyceras* and Devonian *Merista* from the Barrandian Area, Bohemia, Czechoslovakia. – *Journal of Paleontology*, **48**, 41–48, Tulsa, Oklahoma.
- KROH, A. (2003): The Echinodermata of the Langhian (Lower Badenian) of the Molasse Zone and the northern Vienna Basin (Austria). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **104A**, 155–183, Wien.
- KRUMBIEGEL, G., RÜFFLE, L. & HAUBOLD, H. (1983): Das eozäne Geißtal – ein mitteleuropäisches Braunkohlenvorkommen und seine Pflanzen- und Tierwelt. – 227 S., Wittenberg (A. Ziemsen Verlag).
- LAMBRECHT, K. (1935): Drei neue Vogelformen aus dem Lutéthian des Geiseltales. – *Nova Acta Leopoldina, Neue Folge*, **3/14**, 361–367, Halle an der Saale.
- LAUER, J.M. (1993): Description of a new species and a new subspecies of *Conus* (Mollusca: Prosobranchia: Conidae) from the Canary Islands. – *Apex*, **8/1–2**, 37–50, Bruxelles.
- LEIHOLD, C. (1918): Paläontologie [Ergänzende Besprechung von DEECKE, W. (1917): Über Färbungsspuren an fossilen Molluskenschalen.]. – *Naturwissenschaftliche Wochenschrift*, **17**, 84–86, Jena.
- LI, Q., GAO, K.-Q., VINTHER, J., SHAWKEY, M.D., CLARKE, J.A., D'ALBA, L., MENG, Q., BRIGGS, D.E.G. & PRUM, R.O. (2010): Plumage color patterns of an extinct dinosaur. – *Science*, **327**, 1369–1372, New York.
- LI, Q., GAO, K.-Q., MENG, Q., CLARKE, J.A. SHAWKEY, M.D., D'ALBA, L., PEI, R., ELLISON, M., NORELL, M.A. & VINTHER, J. (2012): Reconstruction of *Microaptor* and the evolution of iridescent plumage. – *Science*, **335**, 1215–1219, New York.
- LICHAREV, B.K. (1977): Niznekamenougol'nye gastropody Juznoj Fergany. [Unterkarbonische Gastropoden von Süd-Ferghana]. – *Ministerstvo Geologii. SSSR, Vsesojuznyj Ordena Lenina Nauchno-Issledovatel'skij Geologiceskij Institut (VSEGEI)*, 1–36, Moskva.
- LINGHAM-SOLIAR, T. & PLODOWSKI, G. (2010): The integument of *Psittacosaurus* from Liaoning Province, China: taphonomy, epidermal patterns and color of a ceratopsian dinosaur. – *Naturwissenschaften*, **97/5**, 479–486, Berlin. <https://doi.org/10.1007/s00114-010-0661-3>
- LINNAEUS, C. (1758): *Sytema Naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis. Tomus I.* – 824 S. (10. Auflage), Stockholm (Laurenti Salvi).
- LUTZ, H. (1988): Riesenameisen und andere Raritäten – die Insektenfauna. – In: SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Hrsg.): *Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens.* – *Senckenberg-Buch*, **64**, 315 S., Frankfurt am Main (Verlag Waldemar Kramer).
- LUTZ, H. (1990): Systematische und palökologische Untersuchungen an Insekten aus dem Mittel-Eozän der Grube Messel bei Darmstadt. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **124**, 165 S., Frankfurt am Main.
- MANDA, Š. & TUREK, V. (2009): Minute Silurian oncocerids with unusual colour pattern (Nautiloidea). – *Acta Palaeontologica Polonica*, **54**, 503–512, Warszawa.
- MANLEY, E.C. (1977): Unusual pattern preservation in a Liassic ammonite from Dorset. – *Palaeontology*, **20/4**, 913–916, London.
- MAPES, R.H. & BENSTOCK, E.J. (1988): Color pattern on the Carboniferous bivalve *Streblochondria*? NEWELL. – *Journal of Paleontology*, **62**, 439–441, Tulsa, Oklahoma.
- MAPES, R.H. & DAVIS, R.A. (1996): Chapter 5 Color Patterns in Ammonoids. – In: LANDMAN, N., TANABE, K. & DAVIS, R.A. (Ed.): *Ammonoid Paleobiology*, 103–127, New York (Plenum Press).
- MAPES, R.H. & HOARE, R.D. (1987): Annotated bibliography for preservation of color patterns in invertebrate fossils. – *The Compass, the Earth-Science Journal of Sigma, Gamma, Epsilon*, **65/1**, 12–17, Lawrence, Kansas.
- MAPES, R.H. & SNECK, D.A. (1987): The oldest ammonoid “colour” patterns: Description, comparison with *Nautilus*, and implications. – *Palaeontology*, **30/2**, 299–309, London.
- MASSARI, F., PESAVENTO, M. & VENTURINI, C. (1991): The Permian-Carboniferous cyclothems of the Pramollo Basin sequence (Caric Alps). – *Giornale di Geologia, Serie 3*, **53/1**, 171–185, Bologna.
- MATSUMOTO, T. & HIRANO, H. (1976): Colour patterns in some Cretaceous ammonites. – *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, **102**, 334–342, Tokyo.
- MCCOY, F. (1844): *A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland.* – 274 S., London (Williams & Norgate).
- MCGRAW, K. (2003): Melanins, metals, and mate quality. – *Oikos*, **102**, 402–406, Hoboken, New Jersey.
- MCMNAMARA, M.E. (2013): The Taphonomy of colour in fossil Insects and Feathers. – *Palaeontology*, **56/3**, 557–575, London.
- MCMNAMARA, M.E., BRIGGS, D.E.G., ORR, P.J., WEDMANN, S., NOH, H. & CHAO, H. (2012): The controls on the preservation of structural color in fossil insects. – *Palaaios*, **27**, 443–454, Tulsa, Oklahoma.
- MCRROBERTS, C.A., HEGNA, T.A., BURKE, J.J., STICE, M.L., MIZE, S.K. & MARTIN, M.J. (2013): Original spotted patterns on Middle Devonian phacopid trilobites from western and central New York. – *Geology*, **41/5**, 607–610, Boulder, Colorado. <https://doi.org/10.1130/G34158.1>
- MILLER, K. (1879): Die Binnenmollusken von Ecuador (Schluss). – *Malakozoologische Blätter, Neue Folge*, **1**, 117–203, Cassel.
- MILLER, S.A. (1889): *North American Geology and Palaeontology. For the use of amateurs, students, and scientists.* – 664 S., Cincinnati, Ohio.
- MORNINGSTAR, H. (1922): Pottsville fauna of Ohio. – *Bulletin of the Geological Survey of Ohio*, **25**, 1–312, Columbus, Ohio.
- MOTTEQUIN, B. & POTY, E. (2021): Brachiopods from the historical type area of the Viséan Stage (Carboniferous, Mississippian; Belgium) and the Visé fauna: preliminary remarks. – *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, **102**, 351–371, Frankfurt am Main. <https://doi.org/10.1007/s12549-021-00498-9>
- MURPHY, J.L. (1965): A Pennsylvanian pelecypod retaining color markings. – *Journal of Paleontology*, **39/2**, 280–281, Tulsa, Oklahoma.
- MURPHY, J.L. (1972): A Lower Devonian (Oriskany) brachiopod with color markings. – *Ohio Journal of Science*, **72/5**, 296–299, Columbus, Ohio.
- NEUFFER, F.O. (1972): Im UV-Licht nachweisbare Färbungsmuster bei Pectiniden aus dem Unteren Meeressand des Mainzer Beckens. – *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **100**, 41–45, Wiesbaden.
- NEWTON, R.B. (1907): Relicts of coloration in fossil shells. – *Proceedings of the Malacological Society of London*, **7**, 280–292, London.
- NIEDWIEDZKI, R., SALAMON, M.A. & WOLKENSTEIN, K. (2011): *Encrinus aculeatus* (Crinoidea: Encrinida) with exceptional preservation of organic pigments from the Middle Triassic of Lower Silesia (SW Poland). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **262**, 163–170, Stuttgart.

- NORWOOD, J.G. & PRATTEN, H. (1855): Notice of fossils from the Carboniferous series of the western states, belonging to the genera *Spirifer*, *Bellerophon*, *Pleurotomaria*, *Macrocheilus*, *Natica*, and *Loxonema*, with descriptions of eight new characteristic species. – Journal of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, Series 2, **3**, 71–78, Philadelphia.
- NOVAK, M., FORKE, H.C. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): 19<sup>th</sup> International Congress on the Carboniferous and Permian Cologne 2019. Field Trip C3: The Pennsylvanian-Permian of the Southern Alps (Carnic Alps/Karavanke Mts.), Austria/Italy/Slovenia – fauna, facies and stratigraphy of a mixed carbonate-siliciclastic shallow marine platform along the northwestern Palaeotethys margin. – Kölner Forum für Geologie und Paläontologie, **24**, 251–302, Köln.
- NOVÁK, O. (1891): Revision der palaeozoischen Hyolithiden Böhmens. – Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, **7/4**, 1–48, Praha.
- D'ORBIGNY, A. (1842): Paléontologie Française. Description des Mollusques et Rayonnés Fossiles. Terraines Oolithiques ou Jurassiques. I. Céphalopodes. – 642 S., Paris (Librairie Victor Masson).
- PARKER, A.R. (2000): 515 Million years of structural colour. – Journal of Optics A, Pure and Applied Optics, **2/6**, R15–R28, Bristol. <https://doi.org/10.1088/1464-4258/2/6/201>
- PAUL, C.R.C. (1967): The British Silurian Cystoids. – Bulletin of the Natural History Museum, Geology Series, **13**, 299–355, London.
- PAVLICK, R.J. & MITCHELL, J. (1970): Chlorophyll Derivatives in Middle Eocene Sediments. – Science, **168**, 1447–1449, New York.
- PHILLIPS, J. (1836): Illustrations of the Geology of Yorkshire; or, a description of the strata and organic remains; accompanied by a geological map, sections, and diagrams, and figures of the fossils. II. The Mountain Limestone District. – 253 S., London (Printed for John Murray).
- PINNA, G. (1972): Presenza di tracce di colore sul guscio di alcune ammoniti della famiglia Amaltheidae HYATT, 1867. – Atti Società Italiana Scienza naturalis, **113/2**, 193–200, Milano.
- PLAS, L.P. (1972): Upper Wolfcampian (?) Mollusca from the Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada. – Journal of Paleontology, **46**, 249–260, Tulsa, Oklahoma.
- PONGRÁČZ, A. (1935): Die eozäne Insektenfauna des Geißeltales. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **2/6**, 485–572, Halle an der Saale.
- PONGRÁČZ, A. (1937): Neuere Beiträge zur Insektenfauna des Geißeltales. – Paläontologische Zeitschrift, **19/1–2**, 47–51, Berlin.
- POPPE, G.T. & GOTO, Y. (1991): European Seashells. Volume I (Polyplacophora, Caudofoveata, Solenogastra, Gastropoda). – 352 S., Wiesbaden (Verlag Christa Hemmen).
- POTONIÉ, R., JACOB, H. & REHNELT, K. (1972): Zustand des Blattgrüns in Böden, Sapropeliten, Torfen, Kohlen und sonstigen Kautobiolithen "Chlorophyllinit". – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, **21**, 151–174, Krefeld.
- RAYMOND, P.E. (1906): An Ordovician gastropod retaining color markings. – The Nautilus, **19**, 101–102, Philadelphia.
- RAYMOND, P.E. (1922): A Trilobite retaining Color-Markings. – American Journal of Sciences, **204**, 461–464, New Haven.
- REIMANN, I.G. (1961): A color-marked Devonian blastoid. – Oklahoma Geology Notes, **21/5**, 153–157, Norman, Oklahoma.
- REYMENT, R.A. (1957): Über Farbspuren bei einigen Ammoniten. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **7–8**, 343–351, Stuttgart.
- RICHTER, R. (1919): Zur Färbung fossiler Brachiopoden. – Senckenbergiana, **1/3**, 83–96, 172, Frankfurt am Main.
- RICHTER, R. (1924): Brachiopoden mit konzentrischen Farbbändern. – Senckenbergiana, **6**, 168, Frankfurt am Main.
- RIEPEL, O. (1980): Green anole in Dominican amber. – Nature, **286**, 486–487, London.
- RILEY, P.A. (1997): Melanin. – International Journal of Biochemistry and Cell Biology, **29/11**, 1235–1239, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S1357-2725\(97\)00013-7](https://doi.org/10.1016/S1357-2725(97)00013-7)
- ROEMER, F.A. (1843): Die Versteinerungen des Harzgebirges. – 89 S., Hannover (Verlag der Hahn'schen Hofbuchhandlung).
- ROHR, D.M. & SMITH, R.E. (1978): Lower Devonian Gastropoda from the Canadian Arctic islands. – Canadian Journal of Earth Sciences, **15**, 1228–1241, McLean, Canada.
- ROUNDY, P.V. (1914): Original Color Markings of two species of Carboniferous Gastropods. – American Journal of Sciences, **38**, 446–451, New Haven.
- RUEDA, J.L. (2011): Familia Neritidae (134). – In: GOFAS, S., MORENO, D. & SALAS, C. (Hrsg.): Moluscos Marinos de Andalucía. Volumen I – Introducción general, clase Solenogastres, clase Caudofoveata, clase Polyplacophora y clase Gastropoda (Prosobranchia). – Universidad Málaga, Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico, 342 S., Málaga.
- SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des karnischen Fusulinidenkalks. Teil I. Geologische Einführung und Brachiopoda. – Palaeontographica, **39**, 1–56, Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1928): Über Farbstreifen bei *Amaltheus (Paltoleuroceras) spinatum* (BRUG.). – Paläontologische Zeitschrift, **10**, 136–143, Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1931): Nochmals über Farbstreifen bei *Amaltheus (Paltoleuroceras) spinatus* (BRUG.). – Paläontologische Zeitschrift, **13/4**, 284–287, Stuttgart.
- SCHLOTHEIM, E.F. v. (1816): Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in Geognostischer Hinsicht. – Denkschriften der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu München für die Jahre 1816 und 1817, **6**, 13–36, München.
- SCHNEIDER, S. & WERNER, W. (2007): Colour pattern preservation in *Fuersichella* n. gen. (Gastropoda: Neritopsoidea), bivalves and echinid spines from the Upper Jurassic of Portugal. – Beringia (Würzburger geowissenschaftliche Mitteilungen), **37** (Sonderband), 143–160, Würzburg.
- SCHOENEMANN, B., CLARKSON, E.N.K. & RYCK, U. (2014): Access Colour Patterns in Devonian Trilobites. – The Open Geology Journal, **8**, 113–117, Den Haag.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1988): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der karnischen Region. – 169 S., Verwaltungsgemeinschaft der Gemeinden des politischen Bezirks Hermagor (Kärnten, Österreich), Hermagor.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014): Auernig-Gruppe / Auernig Group. – In: HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.P. & SUTTNER, T.J.: The Paleozoic era(them), 2<sup>nd</sup> Edition. – In: PILLER, W.E. (Hrsg.): The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (Sedimentary Successions), Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 82–84, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H.C. (2007): Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1:25000. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **61**, 157 S., Wien.



- SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H. (2021): Das Geologische Erbe der Karnischen Alpen – Forschungsergebnisse und Anekdoten zur Erdgeschichte. – 304 S., Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins Kärnten).
- SCHRAUT, G. (2021): Die Schicht s vom Auernig (1.863 m) – besondere Kalkbänke aus dem hohen Oberkarbon (Pennsylvanium) der Karnischen Alpen – Erforschungsgeschichte – Faunenübersicht – neue Faunenbestandteile. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 63–89, Wien.
- SEAGO, A.E., BRADY, P., VIGNERON, J.-P. & SCHULTZ, T.D. (2009): Gold bugs and beyond: a review of iridescence and structural colour mechanism in beetles (Coleoptera). – Journal of the Royal Society Interface, **6**, 165–184, London.
- SELLI, R. (1963): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Giornale Geologia, **30**, 136 S., Bologna.
- SEUSS, B., NÜTZEL, A., MAPES, R.H. & YANCEY, T.E. (2009): Facies and fauna of the Pennsylvanian Buckhorn Asphalt Quarry deposit: a review and new data on an important Palaeozoic fossil Lagerstätte with aragonite preservation. – Facies, **55**, 609–645, Erlangen.
- SPATH, L.E. (1935): On colour-markings in ammonites. – Annals and Magazine of Natural History, Series **10**, 15, London.
- SPÄTH, C. (1983): Ergänzende Beobachtungen zu Farbmusterungen auf Belemniten-Rostren. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **165/3**, 438–449, Stuttgart.
- SQUIRES, R.L. (1976): Color pattern of *Naticopsis (Naticopsis) wortheniana* Buckhorn asphalt deposit, Oklahoma. – Journal of Paleontology, **50**, 349–350, Tulsa, Oklahoma.
- STUMM, E.C. & CHILMAN, R.B. (1969): Phyllocarid crustaceans from the Middle Devonian Silica Shale of northwestern Ohio and southeastern Michigan. – Contributions of the Museum of Paleontology, University of Michigan, **23**, 53–71, Ann Arbor.
- SULLIVAN, R.M., LUCAS, S.G., HUNT, A.P. & FRITTS, T.H. (1988): Color pattern on the selmacryptodiran turtle *Neurankylus* from the early Paleocene (Puercan) of the San Juan Basin, New Mexico. – Contributions in Science, **401**, 1–9, Los Angeles.
- SWAINSON, W. (1840): A treatise on malacology or shells and shellfish. – 419 S., London (Longman).
- TANABE, K. & KANIE, Y. (1978): Colour markings in two species of tetragonitid ammonites from the Upper Cretaceous of Hokkaido, Japan. – Science Report of the Yokosuka City Museum, **25**, 1–6, Yokosuka.
- TANAKA, G., TANIGUCHI, H., MAEDA, H. & NOMURA, S. (2010): Original structural colour preserved in an ancient leaf beetle. – Geology, **38**, 127–130, London.
- TEICHERT, C. (1944): Permian trilobites from Western Australia. – Journal of Paleontology, **18**, 445–465, Tulsa, Oklahoma.
- TEICHERT, C. (1964): Morphology of hard parts (K13-K53). – In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part K Mollusca 3 Cephalopoda. – The Geological Society of America & The University of Kansas Press, 519 S., New York.
- TICHY, G. (1980): Über die Erhaltung von Farben und Farbmustern an triassischen Gastropoden-Gehäusen (Colour Retention in Triassic Gastropods). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980/2**, 175–217, Wien.
- TORNARITIS, G. (1987): Mediterranean Sea Shells – Cyprus. – 190 S., Nicosia (Proodos Printing and Publishing Co. Lt).
- TUREK, V. (2009): Colour patterns in Early Devonian cephalopods from the Barrandian area: Taphonomy and taxonomy. – Acta Palaeontologica Polonica, **54**, 491–502, Warszawa.
- TUREK, V. & MANDA, S. (2011): Colour pattern polymorphism in Silurian nautiloid *Phragmoceras* BRODERIP, 1839. – Bulletin of Geosciences, **86**, 91–105, Pilsen.
- VALENT, M. & MALINKY, J.M. (2008): Early Devonian (Emsian) hyolith *Ottomarites discors* (BARRANDE, 1867) with colour pattern. – Bulletin of Geosciences, **83/4**, 503–506, Praha.
- VINTHER, J. (2015): A guide to the field of palaeo colour. – Bioessays, **37**, 1–14, Hoboken, New Jersey (Wiley Periodicals, Inc.). <https://www.academia.edu/27764505>
- VINTHER, J., BRIGGS, D.E.G., PRUM, R.O. & SARANATHAN, V. (2008): The colour of fossil feathers. – Biology Letters, **4**, 522–525, London. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2008.0302>
- VINTHER, J., CLARKE, J., MAYR, G. & PRUM, R.O. (2009): Structural coloration in a fossil feather. – Biology Letters, **6**, 128–131, London. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2009.0524>
- VITEK, N.S., VINTHER, J., SCHIFFBAUER, J.D. & BRIGGS, D.E. & BRUM, R.O. (2013): Exceptional three-dimensional preservation and coloration of an originally iridescent fossil feather from the middle Eocene Messel oil shale. – Paläontologische Zeitschrift, **87**, 1–11, Stuttgart.
- VOIGT, E. (1934): Die Fische aus der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltals. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **2/1–2**, 21–146, Halle an der Saale.
- VOIGT, E. (1935): Die Erhaltung von Epithelzellen mit Zellkernen, von Chromatophoren und Corium in fossiler Froschhaut aus der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltals. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **3/14**, 339–360, Halle an der Saale.
- VOIGT, E. (1936): Über das Haarkleid einiger Säugetiere aus der mitteleozänen Braunkohle des Geiseltals. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **4/22**, 317–334, Halle an der Saale.
- VOIGT, E. (1937): Weichteile an Fischen, Amphibien und Reptilien aus der eozänen Braunkohle des Geiseltals. – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **5/27**, 113–142, Halle an der Saale.
- VOZÁROVÁ, A., EBNER, F., KOVÁCS, S., KRÄUTNER, H.-G., SZEDERKÉNYI, T., KRSTIĆ, B., SREMAC, J., ALJINOVIĆ, D., NOVAK, M. & SKABERNE, D. (2009): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian region. – Geologica Carpathica, **60/1**, 71–104, Bratislava. <https://dx.doi.org/10.2478/v10096-009-0002-7>
- WAAGEN, W.H. (1880): *Productus* limestone fossils. – Geological Survey of India, Memoirs, Palaeontologica Indica, **13**, Salt Range fossils, Part 2, Volume 1, 73–183, Calcutta.
- WEBER, H.M. (2000): Farbmuster-Erhaltung bei mitteldevonischen Mollusken aus der Paffrather Mulde. – Archäologie im Rheinland, **1999**, 19–21, Krefeld.
- WEIGELT, J. & NOACK, K. (1931): Über Reste von Blattfarbstoffen in Blättern aus der Geiseltal-Braunkohle (Mitteleozän). – Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **1**, 87–96, Halle an der Saale.
- WELLS, J.W. (1942): Supposed Color-markings in Ordovician Trilobites from Ohio. – American Journal of Sciences, **240**, 710–713, Washington.
- WHITEAR, M. (1956): XCVII. – On the colour of an ichthyosaur. – Annals and Magazine of Natural History, **9**, 12, 742–744, London.
- WILLIAMS, A. & ROWELL, A.J. (1965): Morphology (H57-H138). – In: MOORE, R.C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H Brachiopoda, Volume 1, 521 S., The Geological Society of America, Inc. & The University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- WILLIAMS, J.S. (1930): A color pattern on a new Mississippian Trilobite. – American Journal of Science, **5/20**, 61–64, New Haven.

- WOLKENSTEIN, K., GROSS, J.H., FALK, H. & SCHÖLER, H.F. (2006): Preservation of hypericin and related polycyclic quinone pigments in fossil crinoids. – Proceedings of the Royal Society of London B, **273**, 451–456, London.
- WOLKENSTEIN, K., GLUCHOWSKI, E., GROSS, J.H. & MARYNOWSKI, L. (2008): Hypericrinoid pigments in millericrinids from the lower Kimmeridgian of the Holy Cross Mountains (Poland). – *Palaios*, **23**, 773–777, Philadelphia.
- WOLKENSTEIN, K., GROSS, J.H. & FALK, H. (2010): Boron-containing organic pigments from a Jurassic red alga. – Proceedings of the National Academy of Science USA, **107**, 19374–19375, Washington, D.C.
- WORTHEN, A.H. (1873): *Natica subovata* n. sp. – In: MEEK, F.B. & WORTHEN, A.H. (Hrsg.): Paleontology of Illinois. – Geological Survey of Illinois, **5**, 323–619, Urbana, Illinois.
- YAMAGUCHI, T. (1980): A new species belonging to the *Balanus amphitrite* Darwin group (Cirripedia, Balanomorpha) from the late Pleistocene of Japan; an example of peripheral speciation. – Journal of Paleontology, **54**, 1084–1101, Tulsa, Oklahoma.
- YOCHELSON, E.L. (1953): *Jedria*, a new subgenus of *Naticopsis*. – Journal of the Washington Academy of Sciences, **43/3**, 65, Washington, D.C.
- YOCHELSON, E.L. (1956): Permian Gastropoda of the south western United States. – Bulletin of the American Museum of Natural History, **110**, 173–276, New York.
- YOCHELSON, E.L. & KŘIŽ, J. (1974): Platyceratid gastropods from the Oriskany Sandstone (Lower Devonian) near Cumberland, Maryland. Synonymies, preservation and color markings. – Journal of Paleontology, **48**, 474–483, Tulsa, Oklahoma.
- YOCHELSON, E.L. & SAUNDERS, B.W. (1967): A bibliographic index of North American late Paleozoic Hyolitha, Amphineura, Scaphopoda, and Gastropoda. – Geological Survey Bulletin, **1210**, 271 S., Washington.
- YOO, E.K. (1988): Early Carboniferous Mollusca from Gundy, Upper Hunter, New South Wales. – Records of the Australian Museum, **40/4**, 233–264, Sydney.
- YOO, E.K. (1994): Carboniferous Gastropoda from the Tamworth Belt, New South Wales, Australia. – Records of the Australian Museum, **46/1**, 63–120, Sydney.
- ZARDINI, R. (1978): Fossili Cassiani (Trias Media-Superiore) Atlante dei Gasteropodi della formazione di S. Cassiano raccolti nella regione Dolomitica attorno a Cortina D'Ampezzo. – Edizioni Ghedina Cortina, Cortina D'Ampezzo, 1–58, Bologna.
- ZHANG, F., KEARNS, S.L., ORR, P.J., BENTON, M.J., ZHOU, Z., JOHNSON, D., XU, X. & WANG, X. (2010): Fossilized melanosomes and the colour of Cretaceous dinosaurs and birds. – Nature, **463**, 1075–1078, London.

# Tafeln

---

## Tafel 1

**Figs. 1–5:** *Naticopsis* sp. mit Farbzeichnungen, alle aus Kalkbänken des hohen Oberkarbons (Pennsylvanium, Garnitzen-Subformation, hohes Gzhelium E) der Schicht s sensu SCHELLWIEN (1892), Gipfelregion des Auernig (1.863 m), ~ 900 m ESE des Nassfeldpasses, Kärnten (Österreich).

**Fig. 1:** Allgemeine Darstellung (Aufsicht) der Schalengrößen dreier Exemplare mit Farbzeichnungen. Maßstab = 1 mm. Alle Sammlung SCHRAUT (Exemplare 08072018-260980 bis -260982).

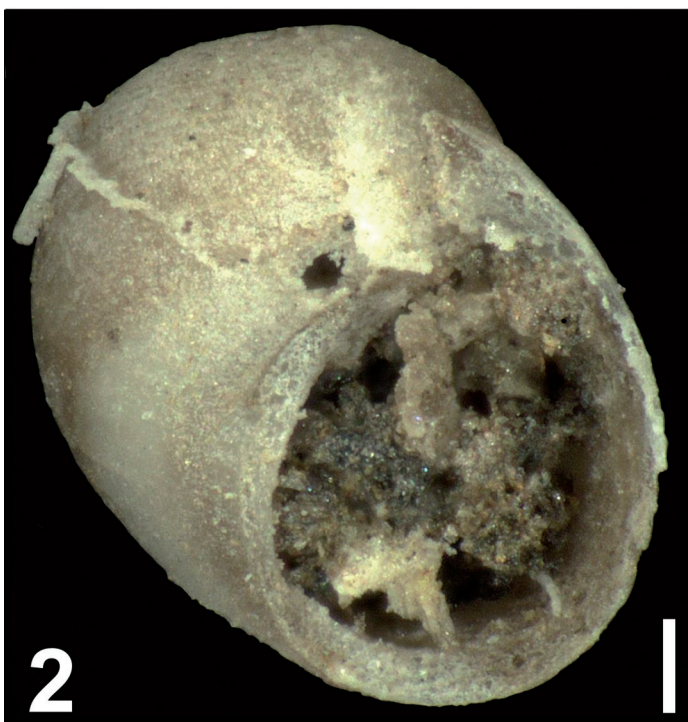
**Fig. 2:** Aperturansicht von Exemplar 08072018-260980, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 3:** Aufsicht von Exemplar 08072018-260980, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 4:** Aperturansicht von Exemplar 08072018-260981, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 5:** Aufsicht von Exemplar 08072018-260981, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

---



---

## Tafel 2

**Figs. 1–4:** *Naticopsis* sp. mit Farbzeichnungen, alle aus Kalkbänken des hohen Oberkarbons (Pennsylvanium, Garnitzen-Subformation, hohes Gzhelium E) der Schicht s sensu SCHELLWIEN (1892), Gipfelregion des Auernigs (1.863 m), ~ 900 m ESE des Nassfeldpasses, Kärnten (Österreich).

**Fig. 1:** Aperturansicht von Exemplar 08072018-260982, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 2:** Aufsicht von Exemplar 08072018-260982, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 3:** Aperturansicht von Exemplar 08072018-260983, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.

**Fig. 4:** Aufsicht von Exemplar 08072018-260983, Sammlung SCHRAUT. Maßstab = 0,1 mm.







## Zur Korrespondenz zwischen Wilhelm Haidinger und Eduard Suess – Briefe aus der Sammlung Doell

HR i.R. Dr. phil. Tillfried Cernajsek,  
dem langjährigen Leiter der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt,  
zum 80. Geburtstag gewidmet

THOMAS HOFMANN<sup>1</sup> & MARTIN KRENN<sup>2</sup>

8 Abbildungen

*Wilhelm Haidinger (1795–1871)*

*Eduard Suess (1831–1914)*

*Korrespondenz*

*London*

*Wien*

### Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	98
Abstract . . . . .	98
Einleitung . . . . .	98
Themenkreise . . . . .	99
Themenkreis I: Verhaftung von Eduard Suess im Dezember 1851 . . . . .	99
1. Brief von Wilhelm Haidinger an Johann Kempen vom 18. Dezember 1851 . . . . .	99
2. Stellungnahme betreffend Eduard Suess vom 5. Jänner 1852 . . . . .	101
3. Briefentwurf Franz von Hauer (?) in der Angelegenheit Eduard Suess. . . . .	102
4. Brief von Wilhelm Haidinger an das k. k. Kriegsgericht vom 4. Jänner 1852. . . . .	103
Themenkreis II: Zur Vorlesungstätigkeit von Suess im Frühjahr 1857 . . . . .	104
5. Brief von Wilhelm Haidinger an Eduard Suess vom 23. März 1857 . . . . .	104
Themenkreis III: Der „Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse“ . . . . .	107
6. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. März 1861 . . . . .	107
Themenkreis IV: Zur böhmischen Silurdiskussion . . . . .	109
7. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. Jänner 1862 . . . . .	109
Themenkreis V: Der Engländeraufenthalt von Eduard Suess im Sommer 1862 . . . . .	110
8. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 25. Juni 1862 . . . . .	110
9. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. Juli 1862 . . . . .	112
Themenkreis VI: Dankschreiben betreffend geologische Karte und Vortragsankündigung . . . . .	113
10. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 24. Dezember 1862 . . . . .	113
Themenkreis VII: Zu den Arbeiten an der Ersten Wiener Hochquellenwasserleitung 1863 . . . . .	114
11. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 6. August 1863 . . . . .	114
12. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 14. September 1863 . . . . .	115
13. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 18. September 1863 . . . . .	116
14. Brief von Wilhelm Haidinger an Eduard Suess vom 11. November 1863. . . . .	117
Themenkreis VIII: Empfehlungsschreiben, Glückwunsch und Vortragsankündigung . . . . .	118
15. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 25. August 1864 . . . . .	118
Themenkreis IX: Begleitschreiben . . . . .	118
16. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 15. Dezember 1864. . . . .	118
Dank . . . . .	119
Literatur. . . . .	119
Einträge aus Wien Geschichte Wiki. . . . .	122

<sup>1</sup> THOMAS HOFMANN: GeoSphere Austria, Neulinggasse 38, 1030 Wien. thomas.hofmann@geosphere.at

<sup>2</sup> MARTIN KRENN: Naturhistorisches Museum Wien, Archiv für Wissenschaftsgeschichte, Burgring 7, 1010 Wien. martin.krenn@nhm-wien.ac.at

## Zusammenfassung

Aus einer Schenkung von Eduard Charles Doell, einem direkten Nachfahren Wilhelm Haidingers, die 2021 an die Geologische Bundesanstalt kam, werden Briefe zwischen dem Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wilhelm Haidinger (1795–1871), und dem jungen Paläontologen und Geologen Eduard Suess (1831–1914), bzw. solche, die Bezug zu letzterem haben, bearbeitet. Gleichzeitig wird eine Verknüpfung zu den posthum (1916) veröffentlichten „Erinnerungen“ von Eduard Suess und anderen Arbeiten hergestellt, um die Inhalte der Schreiben vor dem historischen Hintergrund zu kontextualisieren. Die 16 Schreiben decken einen Zeitraum von 1851 bis 1864 ab. Diese Schriftstücke geben Einblick in wichtige Stationen der frühen Karriere von Suess. Sie dokumentieren den Einsatz von Haidinger für den im Dezember 1851 verhafteten Suess, geben Einblick in den Beginn seiner universitären Laufbahn (1857), den Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse (1861), seinen Aufenthalt in London (1862) und seine Arbeiten (1863) für die Erste Hochquellenwasserleitung. Sie belegen, dass Haidinger schon früh das Talent von Suess erkannte, ihn unterstützte, so dass einmal mehr belegt werden kann, dass Haidinger zu den frühen Förderern von Suess gehört.

## On the correspondence between Wilhelm Haidinger and Eduard Suess – letters from the Doell collection

### Abstract

This work focusses on letters between the director of the Imperial Geological Survey, Wilhelm Haidinger (1795–1871), and the young palaeontologist and geologist Eduard Suess (1831–1914), or those related to the latter. These were donated from Eduard Charles Doell, a direct descendant of Wilhelm Haidinger, to the Geological Survey in 2021. At the same time, a reference is made to Eduard Suess's "Memoirs" published posthumously (1916) and other works in order to contextualize the contents of the letters against the historical background. The 16 letters cover a period from 1851 to 1864. These documents provide an insight into important stages in Suess' early career. They document Haidinger's commitment to Suess, who was arrested in December 1851, provide an insight into the beginning of his teaching at the university of Vienna (1857), the association for the dissemination of scientific knowledge (1861), his stay in London (1862) and his work (1863) for The First Vienna Spring Water Main. The letters show, that Haidinger recognized Suess' talent from the very beginning. Thus, it is evident, that Haidinger was one of Suess' early mentors.

### Einleitung



Abb. 1. Wilhelm Haidinger (1795–1871) erweist sich als große Förderer von Eduard Suess.

Grundlage der Arbeit sind Briefe aus der sogenannten „Doell Donation“, einer Schenkung, die im Herbst 2021 (20. September 2021 [AZ 163/2021]) von Edward Charles Doell (Kalifornien, USA) über Vermittlung von Michael Haider (Österreichisches Kulturforum New York) an die Geologische Bundesanstalt gelangte. Bei Edward Charles Doell handelt es sich um einen direkten Nachfahren von Wilhelm (Ritter) von Haidinger, dem „Gründungsdirektor“ der k. k. Geologischen Reichsanstalt, der er von

1849 bis zu seiner Pensionierung 1866 vorstehen sollte. Das Herzstück der Schenkung stellen Korrespondenzen zwischen Haidinger (Abb. 1) und Eduard Suess (Abb. 2) im Zeitraum von 1851 bis 1864 dar, ergänzt um einzelne Briefe, Briefentwürfe, Briefabschriften und amtliche Stellungnahmen im Zusammenhang mit Suess' Verhaftung 1851/52. Da es sich provenienzmäßig um einen Teilnachlass von Haidinger handelt, liegen hier die Briefe von Suess an Haidinger im Original vor. Schreiben von Haidinger und anderen an bzw. betreffend Suess sind in Abschriften und Entwurfphasen überliefert, was im Folgenden entsprechend vermerkt wird. Alle hier versammelten 16 Schriftstücke wurden in buchstabengetreuer Transkription ediert und im Anschluss an die jeweilige Transkription inhaltlich kommentiert.

Im Zuge der historischen Kontextualisierung der Schriftstücke wurden im Archiv der Geologischen Bundesan-

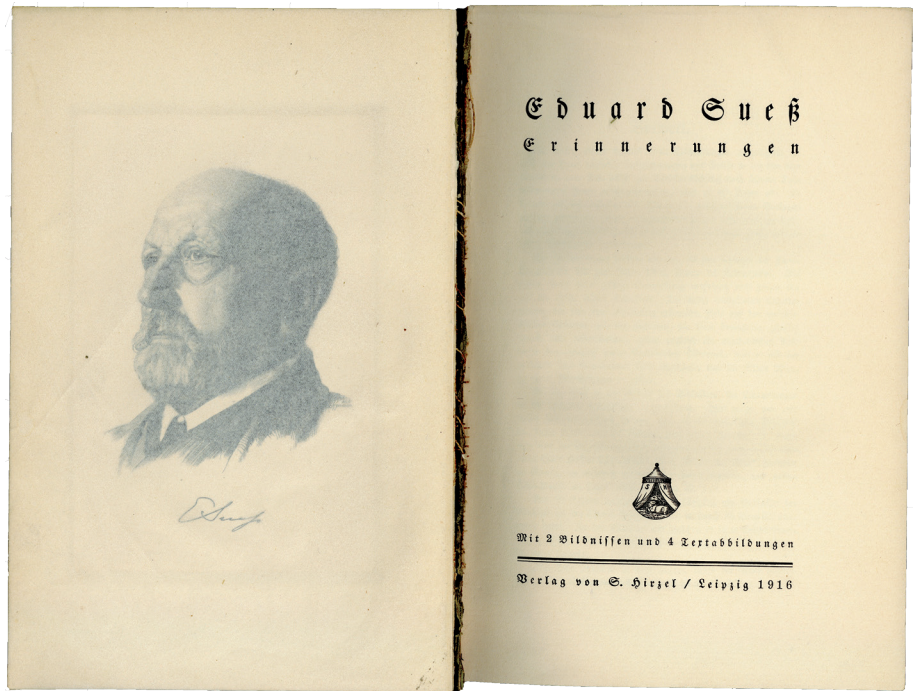
stalt, im Archiv für Wissenschaftsgeschichte des Naturhistorischen Museums Wien sowie im Österreichischen Staatsarchiv begleitende Recherchen durchgeführt und, soweit vorhanden und zuordenbar, passende Archivalien eingearbeitet. Als zentral erwiesen sich zudem die 1916 veröffentlichten „Erinnerungen“ (Abb. 3) von Eduard Suess (SUSS, 1916), die mannigfaltige Bezugspunkte zu den Inhalten der hier edierten Schriftstücke erlauben. Nicht zuletzt wurden auch die in der Österreichischen Nationalbibliothek vorhandenen Tagebücher von Eduard Suess in die Untersuchungen mit einbezogen.

Inhaltlich ist festzuhalten, dass die Schriftstücke einen luziden Einblick in wichtige Stationen der frühen Karriere von Eduard Suess geben. Sie dokumentieren den Einsatz von Wilhelm von Haidinger für den im Dezember 1851 verhafteten Suess, streifen den Beginn von Suess' universitärer Laufbahn (1857) und behandeln den „Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse“ (1861) ebenso wie den Aufenthalt von Suess in London (1862) und seine Arbeiten (1863) für die Erste Wiener Hochquellenwasserleitung. Auch belegen die Korrespondenzen, dass Haidinger schon früh das Talent von Suess erkannte und ihn in seinem wissenschaftlichen Fortkommen unterstützte. Abermals zeigt sich somit, dass Haidinger zu den frühen Förderern von Suess gehörte.



Abb. 2. Eduard Suess (1831–1914) stand mit Wilhelm Haidinger in stetem Kontakt.

Abb. 3  
Die „Erinnerungen“ von Eduard Suess bilden eine zentrale Referenz für die Einordnung der Korrespondenz.



## Themenkreise

### Themenkreis I:

#### Verhaftung von Eduard Suess im Dezember 1851

##### 1. Brief von Wilhelm Haidinger an Johann Kempen vom 18. Dezember 1851 (Abschrift)

[S. 1] Wien den 18 Dez. 1851.

Liebster Freund!

Ich nehme heute meine Zuflucht um Hilfe unmittelbar zu Dir, dem gewaltigen Lenker! Gestern den 17. um ½ 7 Uhr früh wurde plötzlich ein sehr werther junger Freund von mir verhaftet – Eduard Suess, Wollzeile N<sup>o</sup>. 773. Man weiß nicht warum, kann sich auch gar keine Ursache denken. Er ist mit wissenschaftlichen Arbeiten beschäftigt, namentlich in dem kk. Hof Mineralienkabinet und in der kk. geologischen Reichsanstalt. Nie hat Jemand sich weniger um Politik gekümmert [sic]. Eben jetzt hat er einen Zeichner aus der Staatsdruckerei im kaiserlichen Cabinet zu einer Arbeit für uns. Polizei Kommissär Hyrtl verhaftete ihn. Der Vater, Besitzer einer großen Lederfabrik in Sechshaus, und Dr. Hörnes Adjunkt im kk. Hof Mineralienkabinet erkundigten sich um die Ursache der Verhaftung bei Appellationsrath Saemann. Dieser wußte noch gar Nichts von dem Falle und meinte man möge sich in 5–6 Tagen wieder anfragen, vielleicht könne er dann etwas wissen. Schöner Trost! Suess ist in der Sterngasse unter Oberl. Bobolny festgesetzt.

Was ist nun zu thun, – als daß ich Dich um Hilfe bitte, vielleicht ist ein Mißverständniß die Ursache [S. 2] des Ereignisses. Möchtest Du von mir günstige Nachrichten über Suess und seine Verhältnisse hören bestimme Zeit und Ort, ich bin bereit. Der Vater hat sein ganzes Vermögen als Kautions für den Sohn geboten. Ich will gern meinen ganzen Kredit der Stellung die ich mir bei meinen Freunden einzu-

nehmen schmeichle, damit vereinigen, um dem trefflichen jungen Mann beizustehen. Also, mein edler, alter kraftvoller und mächtiger Freund zu Hülfe.

Dein getreuer alter Freund und Vetter

W. Haidinger <sup>m/p</sup>.

Seiner Excellenz  
dem hochwohlgebornen Herrn  
Hrn. J. Kempen v. Fichtenstamm  
k.k. Feldmarschall-Lieutenant  
Civil- und Militär-Gouverneur  
AOK<sup>1</sup>

#### Inhaltliche Bemerkungen

Dieses Schreiben (Abb. 4) nimmt Bezug auf die Verhaftung von Eduard Suess am 16. Dezember 1851 (Suess, 1916: 78ff.), wobei zwischen den „Erinnerungen“ und diesem Schreiben (17. Dezember) die Tage nicht übereinstimmen. Die von Suess und dem hier vorliegenden Brief angeführte Uhrzeit ist ident. Im Kriegsarchiv des Österreichischen Staatsarchivs, wo sich die Überlieferung zum Zivil- und Militärgouvernement Wien von 1848 bis 1855 befindet, konnte der „Akt Suess“ leider (noch) nicht lokalisiert werden – aufgrund der in der Vergangenheit in diesem Bestand durchgeführten Skartierungen (Rossa: „[...] wurden die Akten ausgedünnt“; Rossa, 2001: 158) erscheint es plausibel, dass der Untersuchungsakt von Suess nicht mehr vorhanden ist. Die verschiedenen Protokollbücher und Indizes zu dem Bestand erlauben jedoch Rückschlüsse zu den zeitgenössischen Schriftstücken. So wird im Zentralarchivprotokoll des Militärgouvernements Wien von 1851 unter der Nummer 6474 ein Schreiben der „politischen polizeilichen Section Wien“ vom 17. Dezember 1851 vermerkt, das die „Arretierung des Studierenden Eduard Suess“ zum

1 Unsichere Lesung, wohl für: „Armeeoberkommando“.



## Personen

Der Vater von Eduard Suess, **Adolf Heinrich Suess** (1797–1862), hatte im niederösterreichischen Sechshaus, damals ein eigenständiger Vorort Wiens, eine Lederfabrik (METSCHL, 2012).

**Moriz Hörnes sen.** (1815–1868) war zunächst (fest angestellter) Praktikant und ab 1856 Kustos am k. k. Hofmineralienkabinett (RIEDL-DORN, 1998: 149; siehe zuletzt HOFMANN & KRENN, 2020: 345f.), wo Suess ab 1852 (und bis 1862) arbeitete (SEIDL, 2012).

**Johann Franz Kempen Freiherr von Fichtenstamm** (1793–1863) war ein österreichischer Offizier (zuletzt Feldmarschallleutnant) und ab Juni 1851 Militärgouverneur von Wien, das sich offiziell noch bis Ende 1855 unter Belagerungszustand befand. In den Jahren 1852 bis 1859 fungierte Kempen als Chef der Obersten Polizeibehörde des Kaisertum Österreichs und war damit einer der wesentlichen staatlichen Amtsträger in der Zeit des Neuabsolutismus (SCHMIDT-BRENTANO, 1977).

## Orte, Institutionen

**Wollzeile Nr. 773** ist die Adresse des Suess'schen Wohnhauses (ident mit Wollzeile Nr. 7) im Zentrum Wiens. „Unsere Wohnung befand sich im dritten Stockwerke und hatte fünf Fenster gegen die Wollzeile.“ (Suess, 1916: 77).

Mit „**Sterngasse**“ meint Haidinger das ehemalige Polizeigefangenenhaus in Wiens Innerer Stadt (Suess, 1916: 78), das sich im einstigen Siebenbüchenerinnenkloster befand (WIEN GESCHICHTE WIKI, 2022a, b). Seine Adresse ist heute wie folgt anzugeben: Marc-Aurel-Straße 7–9 und 8–12, Salzgries 1–3, Vorlaufstraße 4.

## 2. Stellungnahme betreffend Eduard Suess vom 5. Jänner 1852 (Abschrift?)

[S. 1] Der angefragte Eduard Suess ist mir näher bekannt seit ohngefähr 2 Jahren; seit dieser Zeit besuchte er die k. k. Geol. Reichs-Anstalt und arbeitete daselbst unter Leitung v[on] Herrn Bergrath von Hauer, in den Nachmittagsstunden von 3 bis 7; in den Vormittagsstunden arbeitete derselbe in dem K. Hofburg Mineralien Cabinet. Drey Abende in der Woche verbrachte Suess bei den öffentlichen<sup>3</sup> Vorträgen der geol. R. Anst.<sup>4</sup>, der Kaisl. Academie der Wissenschaften, und des Zoologischen Vereins. An den übrigen Abenden, höre ich, daß der Reichs-Geolog Herr Vetterle ihn öfters zu gemeinschaftlichen wissenschaftlichen Arbeiten in seinem elterlichen Hause besuchte. – Nach den Arbeiten zu schließen, welche Suess lieferte, mußte seine ganze Zeit den Studien gewidmet seyn.

Von seinem Leben vor der genannten Zeit, höre ich, daß er im Jahre 1848 wie alle seine damaligen polytechnischen Mitschüler der academischen Legion angehörte, daß sein Vater<sup>5</sup> in [sic] Mitte Jänner 1848 von dieser Legion zurückzog, und<sup>6</sup> zu Hause hielt, gegen den Herbst hin aber ihn nach Prag sandte. [S. 2] Dort hörte derselbe<sup>7</sup> einige

Gegenstände der Technik, und machte sich durch seine Vorliebe für naturhistorische Wissenschaften dem Herrn K. Hofrath und Stadthauptmann von Sacher<sup>8</sup>, Hr. Prof. Zippe und Hr. von Barrande bemerkbar.

Außerungen über Politik habe ich von ihm nie gehört, und sein Eifer für die Wissenschaft läßt nicht vermuthen, daß andere Gegenstände besonderes Interesse in ihm finden.

Von seinem persönlichen Umgang kenne ich bloß die Männer, mit welchen seine wissenschaftlichen Arbeiten ihn in Berührung bringen, und diese können ihm wenige Zeit für anderweitigen Umgang gestatten.

[S. 3] A. H. Suess erlaubt sich das zur Durchsicht gebötigt überlaßene Brouillon<sup>9</sup> mit dem Ausdrucke seines wärmsten, tief gefühlten Dankes an S.e hochwohlgeboren Herrn Sections Rath von Haidinger zurückzusenden, und hofft daß das abgelegte Zeugniß seine entsprechende Wirkung nicht verfehlen werde.

Wollzeile von 5 Jan. 1852.

## Inhaltliche Bemerkungen

Suess wurde im Mai 1852 am k. k. Hofmineralienkabinett, der Vorläuferinstitution des heutigen Naturhistorischen Museums in Wien, fix angestellt: „Am 10. Mai 1852 wurde ich zum Assistenten am Hofmuseum mit dem Gehalte von 600 Gulden und dem Quartiergeld von 120 Gulden in Berücksichtigung ,der bewährten Fähigkeiten und anständigen Benehmens' ernannt.“ (Suess, 1916: 91). Mit dem Verweis auf die „polytechnischen Mitschüler“ wird Bezug genommen auf Suess' Zeit als Student am Polytechnikum, der späteren Technischen Hochschule und heutigen Technischen Universität Wien, die er ab dem Jahr 1846 besuchte (Suess, 1916: 22). In den „Erinnerungen“ von Suess wird auch die im Schreiben thematisierte Reise nach Prag am 10. Oktober erwähnt (Suess, 1916: 66).

Was die Urheberschaft des Schreibens betrifft, so stammt sie mit größter Wahrscheinlichkeit nicht aus dem Kreis von Suess' Geologenkollegen. Diese Annahme leitet sich von der Schreibweise „Reichs-Geolog Herr Vetterle“ ab – Geologen wussten sicherlich zu dieser Zeit, wie man Foetterle richtig schreibt. Mit „A. H. Suess“ ist wohl Adolf Heinrich Suess, der Vater von Eduard Suess gemeint. Er kommt auch als Urheber dieser Zeilen in Betracht, mit denen er sich von dem nicht genannten Adressaten (womöglich Haidinger?) ein entlastendes Gutachten erbat.

## Personen

Beim „Reichs-Geolog Herr Vetterle“ handelt es sich um eine sehr eigenwillige Schreibweise von **Franz Foetterle** (auch **Fötterle**, 1823–1876), der zunächst als Bergwerkspraktikant in Gmunden tätig war und 1849 an die neu gegründete k. k. Geologische Reichsanstalt wechselte (N.N., 1957a). Dies verband ihn mit **Franz von Hauer** (1822–1899), der, als enger Mitarbeiter Haidingers am Mineralogischen Museum in Wien, ebenfalls zum „Gründungspersonal“ der Reichsanstalt gehörte; ab 1866 (und bis 1885) stand er der Reichsanstalt als Direktor vor (Tietze, 1900; N.N., 1959a).

3 Folgt gestrichen: Versam.

4 Für: Geologische Reichsanstalt.

5 Folgt gestrichen: vor.

6 Folgt gestrichen: dur.

7 Folgt gestrichen: bis.

8 Korrigiert aus: Zager.

9 Französisch für einen ersten schriftlichen Entwurf, eine Skizze.

Mit „Sacher“ ist der Naturforscher **Leopold Johann Nepomuk Ritter von Sacher-Masoch** (1797–1874) gemeint, der von Lemberg kommend ab 1848 als Stadthauptmann in Prag tätig war (SVOJTKA, 2009: 42).

**Franz Xaver Zippe** (1791–1863) arbeitete als Mineraloge in Prag, ehe er 1850 einen Ruf als Ordinarius an die Universität Wien erhielt (HAIDINGER, 1863a: 145).

Mit dem gebürtigen Franzosen **Joachim Barrande** (1799–1883), der später als Geologe und Paläontologe in Prag tätig war, hatte Suess als junger Forscher einen wissenschaftlichen Diskurs zu Graptolithen (SUESS, 1852, 1916: 74f.). Suess lernte Barrande in Prag kennen; in späteren Jahren pflegten beide ein freundschaftliches Verhältnis (SUESS, 1916: 75).

### Orte, Institutionen

„**Wolzeile**“ ist die bereits bekannte Adresse des Suess'schen Wohnhauses im Zentrum Wiens.

Die „**Drey Abende in der Woche**“ beziehen sich auf Fixtermine für institutionelle wissenschaftliche Vorträge in Wien: der Dienstag für die Vorträge an der k. k. Geologischen Reichsanstalt, der Mittwoch für die 1851 gegründete k. k. Zoologisch-Botanische Gesellschaft und der Donnerstag für die Vorträge an der 1847 gegründeten Österreichischen Akademie der Wissenschaften.

### 3. Briefentwurf Franz von Hauer (?) in der Angelegenheit Eduard Suess (Original)

[S. 1] An das Löbl. kk. Kriegsgericht Section IV in Wien.

L. kk. Kriegsgericht

In Befolgung des Auftrages vom 1<sup>ten</sup> Jänner laufenden Jahres, der mir gestern den 3<sup>ten</sup> nachmittags zugestellt wurde beeile ich mich was mir von Hrn Eduard Suess bekannt ist im Folgenden mitzuteilen.

Meine erste Bekanntschaft mit Hrn Suess datirt noch aus der Zeit vor dem Jahre 1848. Er besuchte damals [sic] fleißig die Versammlungen von Freunden der Naturwissenschaften welche allwöchentlich in dem kk. montanistischen Museum im Hauptmünzamtgebäude abgehalten wurden und fiel mir schon damals [sic] seines regen Eifers für das Studium der Naturgeschichte wegen auf.

[S. 2] In nähere Verbindung mit Hrn Suess trat ich seit ungefähr 2 Jahren. Seit dieser Zeit<sup>10</sup> besuchte<sup>11</sup> er beinahe täglich die kk. geologische Reichsanstalt und beschäftigte sich daselbst unausgesetzt mit dem Verfolg<sup>12</sup> seiner<sup>13</sup> Studien die für die Geologie überhaupt, und insbesondere für die meiner Direktion [sic] anvertraute Anstalt von höchster Wichtigkeit sind. Tage lang brachte er hier in Gesellschaft der Hrn Bergrath v. Hauer, Assistent Fr. Foetterle und anderen Beamten der Anstalt zu und seit dem Ende des vorigen Sommers insbesondere verlebte er hier die Nachmittags ja oft auch Abendstunden;<sup>14</sup> Vormittags traf ich ihn stets im kk. Hofmineralienkabinete so oft ich das-

10 Folgt gestrichen: schloß er sich.

11 Nachgetragen anstelle von gestrichen: war.

12 Für Verlauf, Fortgang; siehe auch: im Verfolg.

13 Folgt gestrichen: für die Geologie überhaupt und eben der.

14 Folgt gestrichen: wä und anschließend die.

selbe besuchte. Des Abends war<sup>15</sup> er regelmäßig in<sup>16</sup> den wöchentlichen<sup>17</sup> Sitzungen der kk. geologischen Reichsanstalt, u. der kk. Akademie der Wissenschaften, schloß sich aber, <sup>18</sup>wie ich höre<sup>18</sup>, seiner schwächlichen [S. 3] Gesundheit wegen nie den Gesellschaften an die nach diesen Sitzungen ein Gasthaus besuchten. An anderen Abenden besuchte ihn wie ich höre öfter Hr Assistent Foetterle.

Nie habe ich von Hrn Suess auch nur ein Wort über Politik gehört, und wenn ich die gründlichen und gediegenen Leistungen betrachte welche ihm die<sup>19</sup> Geologie bereits verdankt<sup>20</sup> und seine umfassenden Kenntniße berücksichtigte, so scheint es mir unmöglich daß er sich noch mit anderen Dingen beschäftigt haben sollte.<sup>21</sup>

Diese meine Angaben bin ich jederzeit bereit mit einem Eide zu bekräftigen.

### Inhaltliche Bemerkungen

Als Urheber des Schreibens kann aufgrund des paläographischen Befundes Franz von Hauer angenommen werden, der, sichtlich im Auftrag seines Vorgesetzten Haidinger, für Letzteren eine Art „Erledigungsentwurf“ einer Stellungnahme pro Suess für das kriegsgerichtliche Verfahren konzipierte (als Adressat scheint daher auch die „k.k. Kriegsgericht Section IV“ auf). Dass Hauer hier für Haidinger vorformulierte, legt etwa die Formulierung „für die meiner Direktion anvertraute Anstalt“ nahe.

Inhaltlich deckt sich diese Stellungnahme mit den Schriftstücken Nr. 1 und Nr. 2, mit denen es in einem direkten zeitlichen Zusammenhang stehen dürfte. Vor diesem Hintergrund wäre das Schriftstück daher auf Dezember 1851 oder Jänner 1852 zu datieren. Wie bereits im Schreiben vom 18. Dezember 1851 an Kempen, das allerdings einen privaten Charakter hatte, wird hier abermals der Einsatz von Haidinger für die Freilassung des inhaftierten Suess dokumentiert.

### Orte, Institutionen

Die „**Versammlungen von Freunden der Naturwissenschaften**“ wurden von der „**Gesellschaft der Freunde der Naturwissenschaften in Wien**“, die im Sommer 1846 offiziell als Verein anerkannt worden war, abgehalten (HAIDINGER, 1849: 17).

Das im Schreiben erwähnte „**kk. montanistische Museum im Hauptmünzamtgebäude**“ (heute: Am Heumarkt 1, 3. Wiener Gemeindebezirk), war die Vorgängerinstitution der 1849 gegründeten k. k. Geologischen Reichsanstalt. Neben Sammlungsaktivitäten wurden erdwissenschaftliche Vorlesungen gehalten; Leiter war Wilhelm Haidinger (STEININGER et al., 2019). Heute befindet sich in diesem Gebäude der Sitz der Münze Österreich.

15 Nachgetragen anstelle von gestrichen: besuchte.

16 Nachgetragen.

17 Nachgetragen.

18 <sup>18</sup> Nachgetragen.

19 Folgt gestrichen: Wissenschaft und anschließend Natur.

20 Folgt gestrichen: so scheint es mir unmöglich.

21 Folgt gestrichen: Schließlich kann ich Hrn Süß in jeder Hinsicht nur als einen höchst.

#### 4. Brief von Wilhelm Haidinger an das k.k. Kriegsgericht vom 4. Jänner 1852 (Entwurf)

[S. 1] Löbl. kk. Kriegsgericht

Entsprechend dem verehrten Auftrage vom 1. Jänner 1852,<sup>22</sup> von mir erhalten am 3. Jänner Nachmittags, beile ich mich Nachstehendes über Herrn Eduard Suess als Auskunft ergebenst vorzulegen, so wie es mir bekannt ist, und bin erbötig, im Falle es nöthig seyn sollte, jede darin enthaltene Angabe zu beschwören.

Im Winter des Jahres 1849 auf 50 wurde ich mit Herrn Suess aus Veranlassung seiner naturwissenschaftlichen Studien näher bekannt. Er besuchte damals fleißig die Versammlungen von Freunden der Naturwissenschaft<sup>23</sup>, welche in dem <sup>24</sup>Museo der k. k. Geologischen Reichsanstalt<sup>24</sup> im kk. Haupt-Münzgebäude auf der Landstraße [S. 2] statt fanden. Er hatte damals schon ein abgesonder-tes Fach aus den Versteinerungen seines Vaterlandes Böhmen die Graptolithen zum Gegenstande specieller Studien genommen<sup>25</sup>, in den vorhergehenden Sommern an Ort und Stelle in der Natur gesammelt, und bedeutende Fortschritte gemacht.

Schon vor der genannten Zeitperiode hatte Hr. Eduard<sup>26</sup> Suess<sup>27</sup> ebenfalls die Versammlungen im kk. Montanistischen Museo besucht, doch bin ich nicht im Stande, einen Tag als den ersten anzugeben.

Am 19. April 1850 theilte Hr. Eduard Suess die Skitze [sic] seiner Arbeit über die Graptolithen-Schiefer mit. Die Notiz darüber ist gedruckt in dem 7<sup>ten</sup> Bande der von mir herausge[S. 3]gebenen Berichte über die Mitthlg. v. FrdN<sup>28</sup> in Wien. p. 124. Bei dem überaus<sup>29</sup> bescheidenen, selbst zurückhaltenden Besuchen des Hrn. Eduard Suess gelang es erst nach<sup>30</sup> wiederholtem Zureden mir selbst und meinen Freunden, Hrn. kk. Bergrath Franz<sup>31</sup> Ritter v. Hauer, und dem kk.<sup>32</sup> Hrn. Assistenten Franz Foetterle, denselben zu bewegen diese Ergebnisse seiner bereits durch längere Zeit fortgesetzten Studien auf die erwähnte Art öffentlich mit zuthellen. Hr. Eduard S. hatte bereits anatomische Studien über den Bau dieser Geschöpfe begonnen. Ich stellte ihn schon <sup>33</sup>in der Zeit<sup>33</sup> vor dem Tage seines Vertrages die Benützung des dem kk. GRA. gehörigen großen Plößlichen Mikroskopes in den Räum[en] des Museums zur Disposition, – er hat das Instrument<sup>34</sup> damals fleißig be[S. 4]nützt. Seit dieser Zeit<sup>35</sup> betrachte ich Hrn. Eduard Suess als einen der kenntnißreichen, thätigen, und hoffnungsvollen Mitarbeiter an den großen Aufgaben der Kenntniß unseres Vaterlandes. Er ist namentlich mit Hrn. v. Hauer, mit dem Custosadjuncten am kk. Hof-Minerali-

en-Cabinet Hrn. Dr. Moriz Hörnes und Hrn. Franz Foetterle immer dergestalt in Verbindung gewesen, daß ich jederzeit von seinen wissenschaftlichen Beschäftigungen in Kenntniß war. Er war es, der in Zusammenhange mit unseren gemeinschaftlichen<sup>36</sup> Besprechungen es unternahm die große Aufgabe der Studie der Abtheilungen der Brachiopoden, eine schwierige Classe<sup>37</sup> von zahlreichen Versteinerungen in unseren Alpen<sup>38</sup> zu bearbeiten<sup>39</sup>, [S. 5] und er hat in den Arbeiten, welche er zu diesem Zwecke theils in dem Local des kk. Hof-Min-Cab. theils in der <sup>40</sup>meiner Leitung anvertrauten<sup>40</sup> der [sic] kk. GRA. seine Zeit mit einer<sup>41</sup> Hingebung und Anstrengung <sup>42</sup>und Beharrlichkeit<sup>42</sup> zugebracht, wie man dieß von keinem eigentlichen Beamten einer solchen Anstalt in höherem Maaße zu verlangen berechtigt wäre. Die Erfolge<sup>43</sup> <sup>44</sup>der seitdem immer eifrig fortgesetzten Studien des Hrn. Eduard Suess<sup>44</sup> begannen <sup>45</sup>nun nach und nach<sup>45</sup> für die Bekanntmachung vorbereitet zu werden als die unerwartete Verhaftung erfolgte. Eine Abhandlung Über böhmische Graptolithen lege ich hier im Anbuge<sup>46</sup> bei, deren Inhalt am 24 März 1851 in der Sitzung der kk GRA. vorgetragen wurde. Zu einer anderen Abhandlung wurde [S. 6] eine lithographische Tafel in dem Local des kk. Hof. M. Cab. durch ein Zeichen der kk Hof & St[aa]tsdruckerei unter der Leitung von Hrn. Ed. S. angefangen, und erwartet nun ihre Vollendung. Die Abhandlung selbst wird<sup>47</sup> von der kk GRA. herausgegeben.

Als die Landesuntersuchung durch die kk. GRA. began [sic], war Hr. Eduard<sup>48</sup> Suees [sic] nur<sup>49</sup> durch seine Gesundheitsverhältniße gehindert an derselben <sup>50</sup>im Sommer 1850<sup>50</sup> als<sup>51</sup> freiwilliger Mitarbeiter Theil zu nehmen. Seine Leberbeschwerden durch die Gesichtsfarbe schon nur zu deutlich beurdnet machte eine Cur in Carlsbad nothwendig.<sup>52</sup>

Nach der Zurückkunft nach Wien setzte er die begonnenen Arbeiten wie früher fort. Da[S. 7]mals hatte ich auch das Vergnügen die Bekanntschaft seines hochachtbaren Herrn Vaters zu machen. Wir sprachen zusammen über den Lebensberuf, den sich der Sohn wählen würde. Ich freue mich heute zu erklären, daß ich<sup>53</sup> großes Vergnügen empfinde<sup>54</sup> zu denken, daß meine damaligen Äußerungen den Vater bestimmten, <sup>55</sup>den Sohn bei seinen<sup>55</sup> durch unüberwindliche Steigung unternommenen<sup>56</sup> naturwissenschaftlichen Studien noch ferner gewähren zu lassen.

22 Folgt gestrichen: unleserlich.

23 Wortteil gestrichen, unsichere Lesung: -museu.

24 <sup>24</sup>Museo der [unsichere Lesung, möglicherweise auch Museu] nachgetragten, Geologische Reichsanstalt korrigiert aus: Montanistischen Museo [möglich auch Museu].

25 Nachgetragten anstelle von gestrichen: gemacht.

26 Nachgetragten.

27 Folgt gestrichen: auch.

28 Aufzulösen als: Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, Band 7 (1851).

29 Nachgetragten.

30 Folgt gestrichen: mehrmaligen Vers.

31 Nachgetragten.

32 Nachgetragten.

33 <sup>33</sup>Nachgetragten.

34 Nachgetragten.

35 Nachgetragten und gestrichen, unsichere Lesung: bei ausge[...]het.

36 Nachgetragten.

37 Nachgetragten anstelle von gestrichen: Abtheilung.

38 Folgt gestrichen, unsichere Lesung: hat.

39 Nachgetragten anstelle von gestrichen (unsichere Lesung): unterzu[...].

40 <sup>40</sup>Nachgetragten.

41 Folgt gestrichen: unleserlich.

42 <sup>42</sup>Nachgetragten.

43 Folgt gestrichen: seiner sowie der.

44 <sup>44</sup>Nachgetragten.

45 <sup>45</sup>Nachgetragten.

46 Beamtenvokabel des 19. Jahrhunderts für „beiliegend“.

47 Folgt gestrichen, unsichere Lesung: für.

48 Nachgetragten.

49 Am Rand nachgetragten.

50 <sup>50</sup>Nachgetragten.

51 Folgt gestrichen: Volunt[är].

52 Folgt gestrichen: die er auch in den darauffolgenden Jahren wiederholen mußte.

53 Nachgetragten anstelle von gestrichen: es mir.

54 Nachgetragten anstelle von gestrichen (unsichere Lesung): gewährt.

55 <sup>55</sup>Korrigiert aus: gegen den.

56 Nachgetragten anstelle von gestrichen: zu.

Auch in <sup>57</sup>-dem zweiten-<sup>57</sup> Jahre 1851<sup>58</sup> mußte Hr. Ed. S. Carlsbad<sup>59</sup> seiner Gesundheit wegen besuchen. Ich habe in früher Zeit auf<sup>60</sup> meiner Durchreise durch Prag, da ich vom Jahre 1827 bis 1840 einen Aufenthalt in Elbogen hatte sehr oft Veranlassung gehabt<sup>61</sup> Rühmliches von dem Großvater des Hrn Eduard Suess mütterlicher Seite, des kk. [S. 8] gn.<sup>62</sup> Großhändlers Moriz Zdekauer zu hören. <sup>63</sup>-Auch er-<sup>63</sup> genoß die wahre Hochachtung <sup>64</sup>-derjenigen unter-<sup>64</sup> meinen Freunden, welche ihn kannten<sup>65</sup>.

Bei allen diesen, <sup>66</sup>-aus wahrer Neigung unternommenen und-<sup>66</sup> bereits durch den Erfolg bewiesenen angestrengten Arbeiten ist es nun gewiß schlächterdings [sic] unmöglich auf politische Abwege zu gerathen. Thatsächlich hat unser trefflicher Eduard Suess nach dem hohen Wahlspruch unseres Kaisers <sup>67</sup>-und Herrn Franz Joseph I-<sup>67</sup> Viribus unitis gearbeitet. Er hat sich mit der Kraft seiner Kenntniße und seines Fleißes an <sup>68</sup>-die kk. GRA und das kk. HMC.<sup>68</sup> angeschlossen, in den Arbeiten <sup>69</sup>-für Wissenschaft und-<sup>69</sup> zur Kenntniß unseres schönen Vaterlandes, die auch<sup>70</sup> alle unsere Sorgen und Bemühungen in Anspruch nehmen. <sup>71</sup>-Wir dürfen uns darüber freuen, daß Hr. E. S. unser Landsmann ist.<sup>71</sup> Möchte er<sup>72</sup> bald seiner gewohnten Arbeit zurückgegeben werden.

<sup>73</sup>Noch <sup>74</sup>-füge ich-<sup>74</sup> die bestimmte Äußerung bei daß ich niemals weder von Hrn. E. S. selbst auch nur Ein [sic] Wort über Politik gehört, noch [S. 9] auch davon, daß er mit Anderen von politischen Gegenständen oder von Gegenständen allgemeiner Beziehung überhaupt gesprochen. Die Interessen der speciellen Studien, die er unternommen waren das einzige Band das uns verknüpfte, aber offenbar ein solches, welches seine ganzen Neigungen und Anstrengungen umfaßte.

Ich lege demnach für Hrn Eduard Suess, was dessen Leben, Denkart und Verhalten in politischer Beziehung betrifft<sup>75</sup> nach meinem besten Wissen und Gewissen das empfehlenswertheste und vortheilhafteste Zeugniß ab, und <sup>76</sup>-wiederhole gerne daß ich-<sup>76</sup> bereit bin<sup>77</sup>, alle [S. 10] meine im vorhergehenden enthaltenen dießfälligen Angaben zu beschwören, im Falle es nöthig seyn sollte.

Wien, den 4. Jänner 1852

WH

57 <sup>-57</sup> Korrigiert aus: diesem.

58 Nachgetragen.

59 Folgt gestrichen: für.

60 Folgt gestrichen: dem Wege.

61 Nachgetragen.

62 Unsichere Lesung.

63 <sup>-63</sup> Korrigiert aus: Er.

64 <sup>-64</sup> Nachgetragen.

65 Am Rand nachgetragen das Wort: Sacher.

66 <sup>-66</sup> Nachgetragen.

67 <sup>-67</sup> Nachgetragen.

68 <sup>-68</sup> Nachgetragen anstelle von gestrichen: uns. – Die Formulierung kk. GRA und das kk. HMC steht für: k.k. Geologische Reichsanstalt und k.k. Hofmineralienkabinett.

69 <sup>-69</sup> Nachgetragen.

70 Folgt gestrichen: uns des höchsten Lebenszw[ecks].

71 <sup>-71</sup> Nachgetragen.

72 Folgt gestrichen: unleserlich.

73 Davor gestrichen: Zum Schluß.

74 <sup>-74</sup> Nachgetragen.

75 Nachgetragen.

76 <sup>-76</sup> Nachgetragen anstelle von gestrichen: bin.

77 Nachgetragen.

Unter den Bekannten in Prag, mit welchen Hr E. S. in später[er] Zeit vorzugsweise<sup>78</sup> verkehrte nenne ich gern den kk. Hofrath und Stadthptm<sup>79</sup> Leopold Ritter v. Sacher Masoch.

### Inhaltliche Bemerkungen

Bei diesem Dokument handelt es sich um das Konzept der ausführlichen offiziellen Eingabe von Haidinger an das Kriegsgericht in Wien. Möglicherweise diene die von Hauer entworfene Stellungnahme (Schriftstück Nr. 3) hierbei als Vorlage, wobei das auf 4. Jänner 1852 datierte Schreiben Haidingers letztlich ungleich umfangreicher ausfiel.

Im Hinblick auf die erwähnten Graptolithen-Schiefer („Am 19. April 1850 theilte Hr. Eduard Suess die Skizze [sic] seiner Arbeit über die Graptolithen-Schiefer mit“) siehe SUESS (1851a, 1916: 73). Die finale „Abhandlung über böhmische Graptolithen“ erschien als SUESS (1851b). Zur angesprochenen „Cur in Carlsbad“ siehe SUESS (1916: 73).

### Personen

**Simon Plöbßl** (auch: **Plössl**, 1794–1868) war ein österreichischer Optiker, Fernrohr- und Instrumentenbauer, der ein nach ihm benanntes Mikroskop schuf (DURSTMÜLLER, 1983).

Der Kaufmann und Bankier **Mori(t)z Zdekauer** (auch: **Ste-kauer**; 1770–1845) war der Großvater (mütterlicherseits) von Suess (SUESS, 1916: 10, 20; MAKARIUSOVÁ, 2021).

„Sacher“ steht für den bereits erwähnten **Leopold Johann Nepomuk Ritter von Sacher-Masoch** (1797–1874), „Herrn Vaters“ für **Adolf Heinrich Suess** (1797–1862).

### Orte, Institutionen

**Elbogen** (tschechisch: Loket) in Böhmen ist die Geburtsstadt von Wilhelm von Haidinger, wo seine Brüder Eugen und Rudolf eine Porzellanfabrik errichtet hatten, die Haidinger von 1827 bis 1840 leitete (DÖLL, 1871: 6).

## Themenkreis II: Zur Vorlesungstätigkeit von Suess im Frühjahr 1857

### 5. Brief von Wilhelm Haidinger an Eduard Suess vom 23. März 1857 (Entwurf)

[S. 1, oberer Blattrand] Abschrift zur Expedition möglichst gleich

Abschrift in einem Referatsbogen dieses Manuscript dadrinn wieder zurück

[Am unteren Blattrand] Seiner Hochwohlgeboren Herrn Eduard Suess, <sup>80</sup>Custos-Adjuncten am k.k. Hof-Mineralien-Cabinete etc.

78 Folgt gestrichen: namentlich im Jahre.

79 Für: „Stadthauptmann“.

80 Davor gestrichen: k.k.



Hochwohlgeborner Herr

Ihre freundliche Anfrage, es möge Ihnen von der Direction der kk geologischen Reichsanstalt gestattet seyn, bei Ihren für den künftigen Herbst beabsichtigten Vorlesungen über Paläontologie<sup>81</sup>, sich mit Ihren Zuhörern von Zeit zu Zeit in den Räumen der kk geologischen Reichsanstalt zu versammeln, kann ich nun mit der Zusicherung aufnehmen, daß es mir jederzeit das größte Vergnügen gewähren wird, Alles anzuwenden, um diesen für unsere eigenen geologischen Arbeiten so nothwendigen, so unentbehrlichen Zweig des menschlichen Wissens, mit möglichstem Nachdrucke zu fördern.

Daß ich diesen Ausspruch mit voller Überzeugung begründen kann, dafür liegen wohl zahlreiche Beweise in der Zeit der Wirksamkeit vor, zu welcher ich als Nachfolger unseres unvergeßlichen Lehrers Mohs in Wien berufen war. Ich fand in der „Sammlung der kk. Hofkammer im Münz- und Bergwesen“ im Jahre 1840 etwa 200 Exemplare Petrefacten vor. Aber es sollten für die jüngeren Glieder unseres wissenschaftlichen und wissensbedürftigen Montanistikums<sup>82</sup> auch Vorträge über Mineralogie, Geologie u.s.w. gehalten werden. Meine Vorträge über Mineralogie begannen 9. Jänner 1843. Schon im Jahre 1844 war unsere Petrefacten – Sammlung reich genug um dem ersten Buche,<sup>83</sup> des gegenwärtigen kk. Bergrathes Franz Ritter von Hauer als Grundlage zu dienen. Ein neuer frischer Geist, in dem kk. montanistischen Museum zog junge Männer an, die sich mit Lust und Liebe den Naturwissenschaften zuwandten.<sup>84</sup> Euer Hochwohlgeborenen<sup>84</sup> selbst,<sup>85</sup> sind uns aus jener [S. 2] Zeit freiwilliger Studien ein hochverehrter, nun schon vielfach bewährter und anerkannter Arbeitsgenosse geblieben und haben sich Ihre eigenen wichtigen Leistungen einen unumgänglichen Platz in unserer Wissenschaft gesichert. So pflegten wir, was Fürst Lobkowitz gegründet, was auch unter dem Freiherrn v. Kühbeck nicht beanständet war, worin uns der hohe Staatsmann, Fürst v. Metternich durch Beifall und<sup>86</sup> Thaten unterstützte<sup>86</sup>, und sorgten für Heranbildung durch Lesen und Anregung. Man weiß, wie die „Freunde der Naturwissenschaften“ sich zusammenfanden, wie sie die Vorläufer unserer Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften wurden. Aber es kamen die<sup>87</sup> Störungen des Jahres 1848. Der Winterkurs 1848-49 begann an der kk Universität in Wien und an anderen Lehranstalten erst im Februar 1849. Unser kk Montanistisches Museum war rasch in seiner Arbeit, schon im November 1848 begannen unsere Sitzungen unsere Vorlesungen, von den ersten die Berichte in der Wiener Zeitung wie früher. Zahlreiche Bergakademiker, welchen Schemnitz verschlossen war, fanden hier ihre Fortbildung<sup>88</sup> durch freiwillig eingeleitete Lehre. Unser Franz v. Hauer war es vorzüglich, der als ein kenntnißreicher, gediegener Lehrer der Paläontologie bereits weithin anerkannt war. Aber so sollte es nicht weiter fortdauern können. Anstatt, wie wir es gethan, nach unseres Allerhöchsten Kaisers und Herrn

81 Folgt gestrichen: gestattet seyn.

82 Folgt gestrichen: V.

83 Folgt gestrichen: unter.

84 <sup>84</sup> Nachgetragen anstelle von gestrichen: Sie.

85 Folgt gestrichen: hochverehrtester Freund.

86 <sup>86</sup> Korrigiert aus: thatsächliche Unterstützung.

87 Folgt gestrichen: Unord[ungen].

88 Erster Wortteil nachgetragen.

Wahlspruch, viribus unitis<sup>89</sup> zu arbeiten,<sup>90</sup> wurde dem damaligen kk. Ministerium für Landescultur und Bergwesen nicht mehr gestattet, die Vorlesungen über Mineralogie, Geologie, Paläontologie, Chemie, wie sie sich im engsten Verbands sich so günstig unterstützten, weiter fortbestehen zu lassen. Das kk. Montanistische Museum war zum Schweigen gebracht.<sup>91</sup> dieser Zweig unserer Wirksamkeit war gänzlich abgeschnitten, und unser Einfluß<sup>92</sup> in dieser Richtung<sup>92</sup> paralysirt. Glücklicherweise für die Wissenschaft und für unser Österreich, darf ich wohl jetzt im Angesichte des Beifalls eines Humboldt<sup>93</sup> und anderer erworbener Auszeichnungen nach siebenjährigem Bestande mit Befriedigung sagen, wurde von Seiner kk Apostolischen Majestät unter demselben Ministerium des gegenwärtigen Freiherrn v. Theinfeld die k.k. geologische Reichsanstalt gegründet, aus Männern [S. 3] bestehend, die sich in der unmittelbar vorhergehenden Periode theils erst herausgebildet hatten<sup>94</sup>, theils<sup>95</sup> durch dieselbe<sup>95</sup> zusammengeführt waren. Wir hatten selbst für unsere Zukunft gesorgt. Aber es war doch klar, daß wenn die Quelle versiegt, auch der Strom nicht mehr fließen<sup>96</sup> wird. Die paläontologischen Aufgaben wurden immer ausgedehnter. Zahlreiche Arbeiten wurden von befreundeten Forschern übernommen, aber es mußte uns um die Zukunft zu thun seyn. Auf das Allererügendste ist auf unseren<sup>97</sup> Universitäten für das Studium der Geologie und Paläontologie gesorgt. Ich habe mich selbst erfolglos bei Seiner Excellenz dem kk. Herrn Minister für Cultus und Unterricht in dieser Beziehung verwendet. Selbst das was auf den eigentlich montanistischen Bildungsanstalten von Paläontologie gelehrt wird, kommt uns nun nicht mehr zu Gute, seitdem das kk Finanzministerium eine so ganz eigenthümliche Stellung gegen uns einnimmt, die wir um unseren Fortbestand zu sichern, an Seine Excellenz den<sup>98</sup> Herrn kk Minister des Innern, Freiherrn A. v. Bach<sup>99</sup> wohlwollend<sup>100</sup> aufgenommen wurden. Die Erfahrung der Jahre lehrt uns, daß in dieser Beziehung für unsere Zukunft gar nicht gesorgt ist. Was an freiwilligen Arbeitern sich<sup>101</sup> in neuerer Zeit<sup>101</sup> einfand, kam aus dem Ausland. Aber noch auffallender ist es, wenn<sup>102</sup> nach wenigen Jahren selbst<sup>103</sup> die Herren welche<sup>103</sup> bei uns sich praktisch ausgebildet, und die uns<sup>104</sup> und dem Lande,<sup>104</sup> ihrer Erfahrung wegen, vielfach für fernere Arbeit werthvoll wären uns wieder entzogen wurden, wie ein Dr. Hochstetter für die Weltumseglung, ein Constantin v. Ettingshausen, Dr. Karl Peters, Ritter v. Zephanovich, und zwar größtentheils von jener Seite, von welcher wir<sup>105</sup> tüchtig vorgebildete junge Männer erwarten konnten, weil uns selbst die Möglichkeit für unsere Zukunft zu sorgen abgeschnitten worden ist.

89 Lateinisch für: mit vereinten Kräften.

90 Folgt gestrichen: wie wir es bis dahin gethan.

91 Folgt gestrichen: Aus jener [früheren eingefügt und gestrichen] Zeit in dessen stammten [A. ...] Jung der eingefügt und gestrichen] die Männer, welche später.

92 <sup>92</sup> Nachgetragen.

93 Folgt gestrichen, unsichere Lesung: unseres.

94 Nachgetragen.

95 <sup>95</sup> Nachgetragen.

96 Nachgetragen anstelle von gestrichen: vorhanden seyn.

97 Nachgetragen.

98 Folgt gestrichen: kk.

99 Möglicherweise Satztheile fehlend.

100 Aus darüberliegender Zeile (nach zu sichern) an dieser Stelle eingefügt.

101 <sup>101</sup> Nachgetragen.

102 Folgt gestrichen: wir.

103 Nachgetragen anstelle von gestrichen: uns.

104 <sup>104</sup> Am Rand nachgetragen.

105 Folgt gestrichen: erfolglos.

Eurer Hochwohlgeboren sind die vorerwähnten Verhältnisse wohlbekannt, wir haben sie ja zusammen erlebt. Doch dürfte Ihnen der Zusammenhang, die Lage der Gegensätze nicht so lebhaft und klar vorliegen wie mir, und ich habe sie daher gerne aneinandergereiht um den gegenwärtigen Augen-/S. 4]blick besser zu bezeichnen.<sup>106</sup>

Nicht klarer als in dieser Darstellung konnte ich auch meinen innigsten Antheil an dem Erfolge Ihres Entschlusses begründen. Meine besten Wünsche begleiten Ihre Schritte.<sup>107</sup> Kurze Zeit nur ist den Menschen beschieden, in dieser Welt zu wirken.<sup>107</sup> Möge Ihnen, dem unternehmenden, hochgebildeten Forscher, bereits<sup>108</sup> der jüngeren, thatkräftigen Generation angehörig, gelingen, worauf ich Verzicht leisten mußte, als ich die wohl gewiß gut gemeinten, vorbereiteten und durch längere Zeit verfolgten Pläne für Verbesserung unserer Zustände, einen nach dem andern scheitern sah, wo freilich dasjenige<sup>109</sup>, was übrig geblieben ist<sup>110</sup> in der angestrengtesten Arbeit so vieler eifriger kenntnißreicher und wohlwollender Theilnehmer<sup>110</sup> noch hohe Anerkennung in unparteiischen Kreisen findet, wo aber so viele meiner wahren einflußreichsten Gönner und Freunde<sup>111</sup> den höchsten Trost in dem Ausspruche zusammenfassen: Man muß noch<sup>112</sup> froh seyn das zu sehen, was gelungen ist.

Mit dem Ausdrucke ausgezeichnetster Hochachtung

Eurer Hochwohlgeboren

Direction der kk geologischen  
Reichsanstalt am 23. März 1857

ergebenster  
WHaidinger<sup>113</sup>

### Inhaltliche Bemerkungen

Dieses Schreiben ist die Antwort eines von Suess an Haidinger gerichteten Ansuchens vom 1. März 1857 (Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Aktenzahl 245/1857), ob er ab Oktober 1857 Räumlichkeiten und Sammlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt „von Zeit zu Zeit“ für Vorlesungstätigkeiten verwenden könne (HOFMANN, 2021: 126; SEIDL, 2001). Interessant ist die ausführliche Stellungnahme Haidingers, der nicht nur Suess seine volle Unterstützung zusichert, sondern gleichzeitig einen Abriss über wichtige Meilensteine der Ausbildung wissenschaftlicher Institutionen in Österreich zur Mitte des 19. Jahrhunderts gibt. So nennt er etwa die „Freunde der Naturwissenschaften“, seine frühen Vorlesungsaktivitäten (STEININGER et al., 2019), die 1847 von ihm mitbegründete Österreichische Akademie der Wissenschaften sowie das k. k. montanistische Museum als Vorgängerinstitution der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Einen umfassenden Abriss dieser Entwicklungen legte Haidinger schließlich etwas später im Druck vor (HAIDINGER, 1869). Zudem beklagt Haidinger im Rahmen dieses Schreibens, dass bedeutende Forscherpersönlichkeiten an der k. k. Geologischen Reichsanstalt zwar ihre Ausbildung erhielten, diese dann aber verließen, um sich anderen Aufgaben zu widmen – für Haidinger ging

damit ein bedauernswerter Wissensverlust einher („noch auffallender ist es, wenn nach wenigen Jahren selbst die Herren welche bei uns sich praktisch ausgebildet, und die uns und dem Lande, ihrer Erfahrung wegen, vielfach für fernere Arbeit werthvoll wären uns wieder entzogen wurden“).

### Personen

**August Longin Fürst Lobkowitz** (1797–1842), Präsident der k. k. Hofkammer für Münz- und Bergwesen, gehörte zu den frühen Förderern der Mineralogie und Montanistik in der Habsburgermonarchie (CSÁKY, 1985); HAIDINGER (1869: 56) äußerte sich ihm gegenüber daher betont dankbar und bezeichnete ihn als personifizierte „Grundbedingung zum Fortschritt“. In dem Kontext wird von Haidinger auch **Klemens Wenzel Lothar Fürst von Metternich** (1773–1859) genannt, der ebenfalls zu den großen Förderern der Geowissenschaften zählte (KADLETZ-SCHÖFFEL & KADLETZ, 2000).

Mit „Beifalls eines Humboldt“ nimmt Haidinger Bezug auf ein Schreiben des deutschen Naturforschers und Universalgelehrten **Alexander von Humboldt** (1769–1859, siehe zuletzt etwa WULF, 2016), in dem dieser die Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt lobt (HAIDINGER, 1856).

Der Jurist **Karl Friedrich Kübeck von Kübau** (1780–1855) machte Karriere im österreichischen Staatsdienst und wurde Ende 1840 zum Hofkammerpräsidenten ernannt (BRANDT, 1982).

Bei dem „Freiherrn v. Theinfeld“ handelt es sich um **Ferdinand von Thinnfeld** (1793–1868), einem Schwager von Haidinger. Er amtierte von 1848 bis 1853 als Minister für Landeskultur und Bergwesen und zeichnete als solcher auf staatlicher Ebene für die Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt verantwortlich (BODEN, 2012; OBERSTEINER, 2014).

**Alexander Freiherr von Bach** (1813–1893), nach der Revolution von 1848 zunehmend ein Vertreter des politischen Konservatismus, war von 1849 bis 1859 österreichischer Innenminister (N.N., 1957b).

Der aus Esslingen in Württemberg stammende Geologe und Paläontologe **Ferdinand von Hochstetter** (1829–1884) war seit 1853 an der k. k. Geologischen Reichsanstalt tätig, 1857 mit zur Weltumsegelung der Fregatte Novara aufgebrochen und erst Anfang 1860 nach Wien zurückgekehrt. 1876 wurde er erster Direktor des neu gegründeten k. k. Naturhistorischen Hof-Museums in Wien (HAUER, 1884; RIEDL-DORN, 2003).

**Constantin von Ettingshausen** (1826–1897), promovierter Mediziner mit ausgeprägtem Interesse für Naturforschung (Paläobotanik), war als Kustos-Adjunkt bis 1854 an der k. k. Geologischen Reichsanstalt tätig, ehe er an das Josephinum, die k. k. medizinisch-chirurgische Militärakademie, in Wien-Alsergrund wechselte. 1871 wurde er Professor für Botanik an der Universität Graz, 1881 ebendort auch Rektor (HOERNES, 1897; ETTINGSHAUSEN, 1997).

**Carl Ferdinand Peters** (1825–1881) war Mediziner, Geologe und Paläontologe. Ab 1852 im Auftrag der k. k. Geologischen Reichsanstalt tätig, ging er 1855 nach Pest (heute Budapest), wo er eine Professur für Mineralogie erhielt. Weitere akademische Stationen führten ihn an die Universität Wien sowie zuletzt an die Universität Graz (HAUER, 1881; HUBMANN, 2002).

106 Am oberen Blattrand in fett zu lesen: WH an ESuess 23. März 1857.

107 <sup>-107</sup> Nachgetragen.

108 Nachgetragen.

109 Nachgetragen anstelle von gestrichen: selbst.

110 <sup>-110</sup> Nachgetragen.

111 Folgt gestrichen: sich in dem; danach gestrichen, unsichere Lesung: noch.

112 Nachgetragen.

113 Folgt gestrichen, unterhalb der Unterschrift: unleserlich.

Der Mineraloge **Victor Leopold Ritter von Zepharovich** (1830–1890) arbeitete ab 1852 an der k. k. Geologischen Reichsanstalt, ehe er 1857 einem Ruf nach Krakau als Professor für Mineralogie folgte. 1864 erhielt er eine Professur an der Universität Prag (STUR, 1890; EXEL, 2006).

### Orte, Institutionen

Im oberungarischen **Schemnitz**, heute **Banská Štiavnica** (Slowakei), befand sich die erste und lange Jahre zentrale Bergakademie der Habsburgermonarchie (GYULA & TARCZY-HORNOCH, 1975).

## Themenkreis III: Der „Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse“

### 6. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. März 1861 (Original)

[S. 1] Wien, den 20. März. 1861.

Hochgeehrter Herr Hofrath

Leider komme ich erst heute dazu, das freundliche und so manche anregende Reminiscenz wach rufende Schreiben zu beantworten, das ich vorgestern von Ihnen erhielt. Ich bedaure dieß um so mehr, als Ihr Schreiben mich befürchten läßt, daß maßgebende Autoritäten an unseren werden den Verein Erwartungen zu knüpfen beginnen, welche über unsere Absichten wie über unsere Kräfte weit hinaus gehen. Daß ich etwas Aehnliches befürchten muß, lehrt mich das, was Sie von meiner „neuen, hohen Stellung“, von dem „Erbiten meiner freundlichen Gönnerschaft“ u. dergl. sagen, denn die freundlichen und ich darf fast sagen väterlichen Beziehungen, deren Sie mich bisher für werth gehalten haben, lassen mich hoffen, daß Sie nicht so grausam sein wollten, ironisch gegen mich zu sein. Die Ironie, hochgeehrter Herr, ist ein Feld, auf dem es mir ewig unmöglich sein wird, Ihnen entgegenzutreten und ich glaube, daß eine kurze Schilderung des Entstehens dieses neuen Vereines Ihnen beweisen wird, daß ich, wenn diese Ausdrücke in der That ironisch gemeint gewesen wären, sie nicht verdient hätte.

Unser neuer Verein besteht thatsächlich schon seit mehreren Jahren, und übt den wesentlichsten Theil seiner Aufgabe, [S. 2] nämlich die Abhaltung öffentlicher Vorträge, bereits seit geraumer Zeit aus. Es hat sich, wie Sie wissen, seit mehreren Jahren in jedem Herbste eine Anzahl jüngerer Freunde zusammengefunden, um den Winter hindurch einen Kurs von populären, unentgeltlichen Vorträgen zu veranstalten. Zuerst kamen wir in der geologischen Reichsanstalt, später in der Akademie zusammen, und ich darf für meine Freunde und Kollegen bei diesen Vorlesungen wohl das Verdienst in Anspruch nehmen, daß sie durch ihr unverdrossenes und uneigennütziges Vorgehen in dieser Sache einen Kreis von Hörern um sich gesammelt haben, welche eine aufrichtige Zuneigung zur Sache besitzen. Seit lange handelte es sich nun darum, diesem wie ich bereits erwähnte, thatsächlich bestehenden Vereine eine gesetzliche Grundlage zu geben, und in dieser Absicht habe ich im vergangenen October die Statute entworfen, welche mit geringen Abänderungen von meinen

Freunden angenommen worden sind und von denen Ihnen binnen kurzem eine grössere Anzahl gedruckter Exemplare zugesandt werden wird. Diese Statute machen es, wie schon der Titel sagt, dem Vereine zur Aufgabe, naturwissenschaftliche Kenntnisse zu verbreiten, und zwar zuerst durch die Abhaltung von Vorträgen und dann zunächst durch die Abfassung eines Jahresberichtes über den Stand naturwissenschaftlicher Thätigkeit in Oesterreich. Der Jahresbeitrag ist sehr niedrig, im Minimum auf 1 fl. oW., gestellt und erhält hiermit jedes Mitglied einen Abdruck der Vorträge und des Jahresberichtes. – Das ist so [S. 3] ziemlich die Hauptsache. Sie sehen hieraus, hochgeehrter Herr, daß unsere Absicht ist, eine Brücke zu bauen von den exklusiven Kreisen unserer gelehrten Gesellschaften zu den gebildeten Schichten der Bevölkerung und vielleicht darf ich sagen, daß uns dieß bereits in einem gewissen Grade gelungen sei. Nebenbei will ich Ihnen dann auch gerne eingestehen, daß ich den Verein auch als eine Schule des öffentlichen Vortrages und die Vorträge selbst als eine Gelegenheit betrachte, welche strebenden jüngeren Männern geboten wird um sich öffentlich bekannt zu machen.

Endlich will ich Ihnen auch gestehen, daß ich von Ihrer Seite, hochgeehrter Herr, auf einige Sympathie'en gerechnet hatte. Denn ich dachte daß, sowie der Monarch nur auf den stolzen Unterthan stolz sein darf, so auch der nie ermüdete Lehrer sich des schaffenden Schülers freuen würde. Lassen Sie ab, verehrter Herr, von den verzagenden Ausdrücken über Ihr Alter, die schlecht mit Ihrem Motto harmoniren, und geben Sie Ihrer Sprache all' die Energie, welche Sie in jede Ihrer Thaten zu legen wissen.

Ich erlaube mir, Sie zu bitten, in einer der nächsten Sitzungen der geologischen Reichsanstalt, in dem Saale in welchem unsere ersten Montags-Vorträge abgehalten wurden, die Gründung unseres Vereines zur Sprache bringen zu wollen. Bis dorthin werden Subscriptionsbogen und Jahreskarten gedruckt und werden die wenigen Aenderungen bestätigt [sic] sein, welche wir eben auf Anregung der Behörde in unseren Statuten vorgenommen haben. – Daß Sie, verehrter Herr, nicht von der Absicht einen solchen Verein zu gründen unterrichtet waren, hat mich einigermassen [S. 4] in Erstaunen gesetzt, da ich z. B. gegen Freund Hauer öfters davon zu sprechen Gelegenheit hatte.

Nehmen Sie, hochverehrter Herr Hofrath, schließlic noch meinen herzlichsten Dank für Ihre guten Wünsche für das Gedeihen unseres Unternehmens und erlauben Sie daß ich in unveränderten Gefühlen treuester Verehrung mich zeichne

Ihr aufrichtig und ganz ergebener

EdSuess

### Inhaltliche Bemerkungen

Der heute noch existierende „Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse“ (siehe <https://vvnk.univie.ac.at//index.html>) geht auf Vortragstätigkeiten zurück, die im Jahr 1855 aufgenommen wurden. Ihr maßgeblicher Initiator war der früh verstorbene österreichische Mineraloge Josef Grailich (1829–1859) (POKORNY, 1885; KIRCHMAYER, 1964). Die in der Folge treibende Kraft und erster Präsident des Vereines wurde Suess, der auch die Statuten entworfen hatte (KUSEL-FETZMANN, 1987).



## Themenkreis IV: Zur böhmischen Silurdiskussion

### 7. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. Jänner 1862 (Original)

[S. 1] Wien, den 20. Jänner, 1862.

„Hochgeehrter Herr Hofrath

Vor einigen Tagen erhielt ich das erst Heft des XII. Jahrganges des Jahrbuches der kk. geologischen Reichsanstalt, welches an seiner Spitze Freund Lipold's Aufsatz über die Colonie'n in der Silurformation Böhmen's enthält. So sehr mich dieser Aufsatz durch die Fülle der Beobachtungen, welche er zur Beleuchtung der Streitfrage herbeibringt und durch seinen urbanen, dem Gegner die persönliche Aechtung an keiner Stelle versagenden Ton erfreut hat, – fühle ich mich dennoch gedrängt, Sie um die Aufnahme der folgenden Zeilen in das Jahrbuch zu ersuchen.

Der wahre, innerste Kern dieser Streitfrage liegt nach meiner Meinung nicht darin, ob längs der Beraun die Graptolithenschiefer und die Grünsteine den untersilurischen Schiefen „concordant eingelagert“ oder „eingetheilt“ seien. Er lautet vielmehr: „Haben Wesen der dritten (obersilurischen) Fauna bereits existirt, bevor die zweite (die untersilurische) Bevölkerung vernichtet war?“

Nur in dieser Gestalt erlangt die Frage eine allgemeine Bedeutung für den Palaeontologen und berechtigt sie zu [S. 2] jener Theilnahme, mit welcher man an so manchen Orten diesen Erörterungen folgt, und so lange folgen wird, als wir uns bemühen werden, dieselben in ruhiger und würdiger Sprache zu führen. Nur in dieser Gestalt nimmt sie Bezug auf die allgemeinen Entwicklungs-Gesetze des Thierreiches und tritt sie an die bescheidenen Vermuthungen heran, welche ich selbst über silurische Lebensverhältnisse zu äußern gewagt habe.

In dem Schreiben, welches ich am 22. November 1859 an Sie zu richten mir erlaubt habe, und welchem Sie im X. Band des Jahrbuches einen Raum gönnten, ist von Lagerungs-Verhältnissen wenig die Rede gewesen. An Ort und Stelle „hatte ich eingesehen“, heißt es daselbst, „daß eine sehr genaue Kenntniß der Schichtenstellungen, und namentlich ihres Streichens wohl dazu führen könne, hier eine Zwischenlagerung mit voller Bestimmtheit zu erkennen, daß jedoch ein so kurzer Besuch, selbst in Verbindung mit den Erinnerungen, welche mir von Arbeiten geblieben waren, die ich zehn Jahre früher in dieser Gegend versucht hatte, mich nicht berechtigte, hier aus den Lagerungs-Verhältnissen ein sicheres Urtheil zu bilden“.

Die Thatsache jedoch, daß Herr Barrande mir eine Anzahl von Gesteinsfragmenten zeigen konnte, welche er seiner ausdrücklichen Angabe gemäß durch Zertrümmerung eines einzigen, aus der Colonie im Bruska – Hohlwege stammenden Blockes genommen hatte, und welche Stücke sowohl bezeichnende obersilurische, als auch bezeichnende untersilurische Versteinerun[S. 3]gen enthielten, diese eine Thatsache schien mir und scheint mir auch heute noch die Capitalfrage von der partiellen Coexistenz beider Faunen ohne allen Zweifel zu Gunsten des Hr Barrande zu entscheiden. Auch ist Hr Lipold in der That durch seine Erklärungen auf Stn 63 und 64 der Barrande'schen Anschauung in ihrem wichtigsten, in ihrem principiellen Theile beigetreten. Für mich ist durch diese Erklärungen die Frage in einer

meiner eigenen Ueberzeugung und den Praemissen meiner weiteren Studien vollkommen entsprechender Weise entschieden, und ich sehe mich durchaus nicht veranlaßt, eine Zeile von den Vermuthungen zu widerrufen, welche ich in meinem oben berührten Aufsätze über die Wohnsitze der Brachiopoden über die Bildung von Colonie'n gewagt habe, und welche, wie ich bald Gelegenheit haben werde zu zeigen, auch in anderen Formationen ihre Berechtigung finden. Diese Vermuthungen fallen sehr nahe zusammen mit dem Außerungen [sic] des Hr Barrande im Bulletin de la soc. giol. für 1860, t. XVII, p. 658, 659, doch kann ich jenen Ansichten durchaus nicht beipflichten, welche an derselben Stelle u. auf den folgenden Seiten in Bezug auf die Trappe<sup>114</sup> ausgesprochen worden sind. Es scheint mir höchst gewagt, plutonischer Thätigkeit eine so grosse Rolle zuschreiben zu wollen, einen so directen Einfluß nicht nur auf das Erlöschen, sondern sogar auf das Erscheinen von Thierformen, aber ich unterlasse es um so mehr, diesen Punkt näher zu berühren, da an der Colonie im Bruska – Hohlwege, der einzigen auf welcher meine übrigen Bemerkungen über diese Frage beruhen, solche Trappe nicht beobachtet wurden. Ihr Erscheinen längs der Beraun muß für den Augenblick als ein wesentliches Argument zu Gun[S. 4]sten der Lipold'schen Ansicht über diesen Theil der Colonie'n gelten.

Sparen wir jedoch unser Urtheil über diese zweite Frage bis zu der Zeit, wo der grosse Meister in Prag auf die so detaillirten Angaben Lipold's geantwortet haben wird. Wie verschiedene Standpunkte wir auch einnehmen mögen, so erwarten wir doch Alle diese Antwort mit gleicher Spannung, und hoffen wir sicherlich Alle, daß diese Debatten, in ein ruhigeres Fahrwasser gelenkt, uns zu fernerhin unbestreitbaren Ergebnissen führen werden.

Welcher Art diese Standpunkte und diese endlichen Ergebnisse auch sein mögen, jedenfalls bitte ich Sie, hochgeehrter Herr, in Ihrem und zugleich in Herrn Lipold's Namen, die Zeichen meiner aufrichtigen Hochachtung zu genehmigen. Man wirft Ihnen vor, Sie hätten mit der Autorität Ihres Namens die Arbeiten Anderer geschützt; ich prüfe diese Anklage nicht, aber ich kenne die thatsächlich in den letzten Decennien errungenen Erfolge, auf welche Sie mit berechtigtem Stolze hinweisen.

Ich bin, hochgeehrter Herr Hofrath,

Ihr ganz ergebener

Ed. Suess

#### Inhaltliche Bemerkungen

Die hier angesprochene Arbeit von Marco Vincent Lipold (1816–1883), Geologe der ersten Stunde an der k. k. Geologischen Reichsanstalt (PRAŠELJ, 1972), stellt den umfangreichste Beitrag im 1. Heft von Band 12 des Jahrbuchs der k. k. Geologischen Reichsanstalt dar (LIPOLD, 1861). Das „Schreiben, welches ich am 22. November 1859 an Sie zu richten mir erlaubt habe“, wurde in Band 10 des Jahrbuchs der k. k. Geologischen Reichsanstalt veröffentlicht (SUESS, 1859a). Die „Außerungen des Hr Barrande im Bulletin de la soc. giol. für 1860, t. XVII, p. 658, 659“ finden sich bei BARRANDE (1860). Zum „Aufsätze über die Wohnsitze der Brachiopoden“ siehe SUESS (1859b, 1860).

<sup>114</sup> „Trapp“ steht für *ausgedehnte basaltische Formationen*.

Suess arbeitete in jungen Jahren neben Brachiopoden auch über Graptolithen (Suess, 1851a, b). Teile des Originalmaterials von SUESS (1851b) wurden jüngst einer Revision unterzogen (HOPFENSBERGER et al., 2021) bzw. durch ŞENGÖR (2022) thematisiert.

Insgesamt zeigt dieser Brief auch zehn Jahre nach Suess' Publikation über böhmische Graptolithen (Suess, 1851b) sein anhaltendes Interesse an den Silurablagerungen von Böhmen und den damit verbundenen wissenschaftlichen Diskussionen, bei denen Haidinger stets eine wichtige Rolle spielte.

### Orte, Institutionen

Die „**Colonie im Bruska-Hohlwege**“ bezeichnet eine Lokalität „am linken Moldau-Ufer zwischen der ‚Kleinseite‘ und dem ‚Belvedere‘“; sie wird bei LIPOLD (1861: 56) erwähnt.

Hinsichtlich der von Suess getroffenen Bemerkung „längs der Beraun“ – tschechisch **Berounka**, der wasserreichste Nebenfluss der Moldau – sei auf Tafel 1 in LIPOLD (1861) verwiesen.

## Themenkreis V: Der Engländeraufenthalt von Eduard Suess im Sommer 1862

### 8. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 25. Juni 1862 (Original)

[S. 1] London, 25. Juni, 1862.

Hochgeehrter Herr Hofrath

Heute erst, nach einem Aufenthalte von fast einer Woche und nachdem ich viermal vergeblich nach Brompton gefahren um den vielbeschäftigten Hr v. Schwarz zu treffen, bin ich im Stande, Ihnen einige Nachricht über Ihre Angelegenheit zu geben, die auch mir am Herzen liegt. Gleich die erste Unterredung, welche ich mit Sir Roderick hatte, ließ mich ahnen, daß nicht er das Medium sei, durch welches Ihre Suche zu gehen hätte, um Ihren Erwartungen zu entsprechen. Es herrscht eine tiefe Verstimmung zwischen dem British Museum und Jermyn Street; der erste Grund soll in gewissen Einverleibungs Gelüsten liegen, welche Owen's Plan zur Reorganisation des naturhist. Theiles des Museum's verrieth, und welche nur dadurch gedämpft sind, daß das Parlament Owen's Vorschlag für das neu zu errichtende naturhistor. Museum verworfen hat. Auch [S. 2] hat mir Murchison ziemlich unverblümt zu verstehen gegeben, daß, wenn er zu entscheiden hätte, das British Museum nichts davon erhalten würde. – Obwohl nun die Königin seit dem Tode ihres Gemahls niemand empfängt und sich geradezu unnahbar gemacht hat, mußte ich unter diesen Umständen dennoch versuchen, die Sache an eine Instanz zu leiten, welche über den Streit dieser Parteien erhaben ist und war daher sehr erfreut, heute Hr. v. Schwarz anzutreffen und mit ihm die Sache besprechen zu können. Hr v. Schwarz kennt diese Verhältnisse und will versuchen, Ihren Brief an die Königin in die Hand des Earl of Granville zu bringen, welcher in ähnlichen Dingen der Vertreter der Königin ist. Ich werde zu diesem Ende morgen diesen Brief Hr v. Schwarz übergeben; ist er einmal an

die erste Stelle gelangt, so mag wohl die Zeit zu „suggestions“ sein; den Brief an Murchison lasse ich Ihrer freundlichen Vollmacht gemäß, vorläufig ruhen; seine Existenz ist nicht bekannt. Ich hoffe immerhin, daß es gelingen werde, die Angelegenheit nach Ihrem Wunsche zu ordnen. –

[S. 3] Daß der kk. geologischen Reichsanstalt eine goldene Medaille und Ihnen, verehrter Herr, persönlich als Gründer derselben eine zweite goldene Medaille zuerkannt ist, hat Ihnen, wie er mir sagt, Murchison bereits geschrieben. Oeffentlich soll die Sache freilich noch nicht werden, aber Sie erlauben mir wohl, heute schon Ihnen meine herzlichsten Glückwünsche zu einer so vielfach und so schwer verdienten Anerkennung zu sagen. Doppelt erfreut bin ich, Ihnen gleichzeitig zu Ihrer Ernennung zum wirklichen Hofrath gratuliren zu dürfen. Gestatten Sie mir in diesen Vorgängen nicht nur eine sehr theure Person, sondern auch die Wissenschaft selbst gefeiert zu sehen und lassen Sie mich hoffen, daß so erfreuliche Ereignisse nicht verfehlen werden, auch auf Ihre physische Gesundheit einen erfrischenden und wohltuenden Einfluß zu üben. –

Nehmen Sie ferner, verehrter Herr, meinen innigsten Dank für die überaus nachsichtige Beurtheilung meiner Schrift über die Stadt Wien. Oeffters habe ich während der Arbeit daran gedacht, daß das Exemplar welches einst in Ihre Hände gelangen werde, das Einzige sein dürfte, welches vor ein hiezu berufenes Tribunal [S. 4] von Fachmännern tritt, und eine meiner größten Sorgen war es, ob es möglich sei, gleichzeitig einem solchen Tribunale und dem grossen Publikum, unserem Publikum, zu genügen; in dieser Richtung ist mir Ihr gütiger Brief eine wahre Beruhigung geworden.

Ihren Auftrag wegen der Curruckpoor-Steine bedaure ich nicht ausführen zu können. <sup>115</sup>Mas Kelyne<sup>-115</sup> behauptet, eben selbst eine Schrift über diesen Fall vorzubereiten und zeigt die Gegenstände nicht. Ich freue mich sagen zu dürfen, daß er durch sein eigenthümliches Betragen eine Ausnahme von allen übrigen englischen Fachmännern bildet, mit denen ich bisher zusammengetroffen. Sie überhäufen mich so sehr mit Artigkeiten und Aufmerksamkeiten, daß ich mir die Zeit zur Arbeit erkämpfen muß. – Das Stückchen Bohumilitz habe ich abgegeben, ebenso die Photographie'n, so weit nämlich die Adressaten in London sind. Greg werde ich wohl gegen den 7 – 11 Juli in Manchester sprechen.

Ich bitte recht sehr, Hr Hoernes durch eine Zeile für seinen gütigen Brief vom 18<sup>ten</sup> I. M. zu danken, den ich Sonntag beantworten werde; auch an Ihre verehrte Familie bitte ich meine besten Empfehlungen zu sagen. Ich bin, hochverehrter Herr Hofrath Ihr ganz ergebener

Ed. Suess.

Adr. Apartments of the Geol. Soc. – Somerset House. – Strand

### Inhaltliche Bemerkungen

Dieser (Abb. 6) und der nachfolgende Brief stammen von der dritten Londonreise von Suess im Sommer 1862 (Suess, 1916: 123ff.). Während der erste Brief administrative Dinge zum Inhalt hat, beschäftigt sich der zweite Brief mit wissenschaftlichen Fragen. Eines der Ziele der Reise

<sup>115</sup> -<sup>115</sup> *Nachgetragen anstelle von gestrichen: Er.*

Abb. 6  
Originalbrief von Eduard Suess aus London an Wilhelm Haidinger vom 25. Juni 1862.

London, 25. Juni, 1862.

Geographen Herr Hofrat

Gnädigste, nach einem äußerst angenehmen Aufenthalt eines Tages in London und nachdem ich persönlich den sehr wohlwollenden Herrn v. Schwarz zu danken, die mir in London, Ihnen einige Nachrichten über Ihren Antragsantrag zu geben, die mich sehr umgeben liegt. Gleich bei dem Herrn v. Schwarz, welche ich mit dem Roderick hatte, ließ mich fragen, daß nicht so sehr Medium für, die ich welche Ihre Sache zu geben sollte, um Ihre Vorstellungen zu unterstützen. Ich spreche eine kleine Beschreibung zwischen dem British Museum und Jermyn Street; die ersten Gänge soll in gewissen Fällen, einige Gänge liegen, welche Owen's Klamm zur Reorganisation der naturhist. Gänge der Museen, welche, und welche aus der Naturgeschichte sind, daß der Parlament Owen's Vorplan für die Naturgeschichte naturhist. Museen kann sein. Auf

waren Fragen betreffend den Bau eines naturhistorischen Museums: „Im Jahre 1862 hatte ich in Paris und London gewisse technische Fragen zu studieren. Meine Bedenken gegen die Errichtung eines Prachtbaues für ein naturhistorisches Museum waren unbeachtet geblieben.“ (Suess, 1816: 171). Seine Anschauungen diesbezüglich veröffentlicht Suess in der „Wiener Zeitung“ vom 27. September 1862 (Suess, 1862b).

Insgesamt finden sich im Jahr 1862 zentrale „Wegmarken“ im Leben von Suess. Am 24. Mai 1862 war sein Vater gestorben (Suess, 1916: 139), wenige Tage vorher war sein erstes großes Werk „Der Boden der Stadt Wien“ (Suess, 1862c) erschienen, wo unter anderem die Wasserversorgung Wiens thematisiert wurde. Der Tod seines Vaters bedrückte ihn: „Zu ernster Arbeit war ich unfähig und meine Frau ermunterte mich, einen lang gehegten Wunsch zu erfüllen und England zu besuchen, wo so viele große Meis-

ter meines Faches lebten.“ (Suess, 1916: 140). Das Ansuchen für diese Reise stammt vom 19. November 1861 (RIEDL-DORN, 2009: 58). Die Reise begann am 7. Juni und endete am 5. August 1862; die Stationen der Reise waren: München, Heidelberg, Paris, London, Yorkshire, Suffolk, London, Rotterdam, Harlem, Leyden, Amsterdam, Mainz und Nürnberg (Suess, 1861–1865). In England sollte Suess damalige Größen der Geowissenschaften treffen, wie er in seinen „Erinnerungen“ schreibt, darunter Roderick Impey Murchison (1792–1871), Thomas Henry Huxley (1825–1895), Andrew Crombie Ramsay (1814–1891), Henry Bolingbroke Woodward (1831–1921), Thomas Davidson (1817–1885) und James Scott Bowerbank (1797–1877). Begleitet wurde Suess auf dieser Reise von Karl Kammel-Hardegger (1842–1901), einem jungen Landadeligen aus Stronsdorf (Niederösterreich). Auch sein Bruder Emil Suess (1835–1872) befand sich in London, um

hier die Weltausstellung des Jahres 1862 („Great London Exposition“) zu sehen (Suess, 1916: 144). Die Rückreise erfolgte über Holland.

Mit EntschlieÙung vom 24. Juli 1862 war Suess zum auÙerordentlichen Professor der Geologie ernannt worden (HOFMANN, 2021: 127). Gegen Ende 1862 veröfentlichte er in der „Wiener Medizinischen Wochenschrift“ und in der „Wiener Zeitung“ jeweils mehrteilige Artikel über die Wiener Wasserversorgung.

Hinsichtlich der angesprochenen „goldenen Medaille“ wird bei HAIDINGER (1863b: 71) von insgesamt „fünf Ehrenmedaillen“ im Sinne von größeren Auszeichnungen gesprochen. Eine davon, das „k. k. goldene Verdienstkreuz mit der Krone“, erhielt Karl Ritter von Hauer (1819–1880) für die von ihm gezüchteten künstlichen Kristalle.

Hinweise zum erwähnten Brief Haidingers („Ihren Brief“) finden sich bei HAIDINGER (1863b: 70): „*Ich hatte bereits im Beginne der Ausstellung, von dem hohen k. k. Staatsministerium dazu ermächtigt, die Eröffnungen einzuleiten, ein Schreiben an Ihre Majestät vorbereitet, welches unser hochgeehrter Freund Herr Professor E. Suess persönlich an Herrn k. k. Sectionsrath Ritter v. Schwarz übergab.*“

„Das Stückchen Bohumilitz“ bezeichnet ein Stück eines 1829 in Tschechien gefallenen Meteoriten<sup>116</sup>.

Suess wurde am 17. Juni 1863 „Foreign Correspondent“ und am 10. Juni 1877 ein „Foreign Member“ der Geological Society (pers. Mitteilung Caroline Lam, Archivarin der Geological Society vom 26. April 2022). 1896 bekam er mit der Wollaston-Medaille schließlich auch die höchste Auszeichnung der Geological Society zuerkannt.

## Personen

Der schottische Geologe und Paläontologe **Sir Roderick Impey Murchison** (1792–1871, STAFFORD, 2002) war, in der Nachfolge von Sir Henry Thomas de la Bèche, ab 1855 und bis zu seinem Ableben Generaldirektor des Britischen Geologischen Dienstes (Geological Survey of Great Britain).

Der aus dem englischen Lancaster stammende **Sir Richard Owen** (1804–1892) war Mediziner und mannigfaltig interessierter Naturforscher. Er wird gemeinhin, nach Charles Darwin, als zweitbedeutendster Naturforscher des Viktorianischen Zeitalters angesehen und war erster Direktor des 1881 gegründeten britischen Natural History Museum in London (GRUBER, 2006).

Bei dem im Brief angesprochenen „Earl of Granville“ handelte es sich um **George Granville Leveson-Gower** (1815–1891), damals Inhaber des erblichen Titels und Zweiter Earl of Granville (CHAMBERLAIN, 2008). Leveson-Gower war ein britischer Staatsmann und ab 1870 Secretary of State for Foreign Affairs (Außenminister).

Die namentlich nicht genannte Königin war die ab 1837 regierende **Queen Victoria** (1819–1901). Ihr Mann, Prinz Albert von Sachsen-Coburg und Gotha (1819–1861), war nur kurze Zeit vor Abfassung des Briefes von Eduard Suess am 14. Dezember 1861 verstorben.

„Hr v. Schwarz“ ist mit **Wilhelm Freiherr von Schwarz-Senborn** (1816–1903) aufzulösen. Schwarz-Senborn, Wirtschaftsfachmann und Diplomat, verantwortete in leitender Position die österreichische Sektion auf der Londoner Weltausstellung 1862 und fungierte bei der Wiener Weltausstellung 1873 als Generaldirektor (MANNHARD, 2005).

**Mervyn Herbert Nevil Story Maskelyne** (1823–1911) war ein englischer Geologe, Mineraloge und Politiker. Von 1857 bis 1880 verantwortete er am British Museum als Keeper of Minerals die Mineraliensammlung an verantwortlicher Position (MORTON, 1987).

Ob es sich bei dem erwähnten „Greg“ um **William Rathbone Greg** (1809–1881), den englischen Schriftsteller und Sozialphilosophen, handelt, muss an dieser Stelle offenbleiben (MIDDLETON, 2021).

## Orte, Institutionen

Hinter „**Jermyn Street**“ verbirgt sich die Adresse des 1835 gegründeten Museum of Economic Geology, eines der ältesten Wissenschaftsmuseen der Welt, das heute zum Natural History Museum in London gehört: „*Von Museen in Gestalt von Hallen sah ich genauer das geologische Museum in Jermyn Street (London) und jenes in Cambridge, dann insbesondere das aus drei weniger ausgedehnten Hallen bestehende Museum des College of Surgeons.*“ (Suess, 1916: 145).

„*Das neu zu errichtende naturhistor. Museum*“ wurde 1881 als **Natural History Museum** in London eröffnet, heute eines der zentralen naturwissenschaftlichen Museen der Welt (siehe <https://www.nhm.ac.uk/>).

**Brompton** ist ein zentral gelegener Stadtteil von London und heute in administrativer Hinsicht Teil des Londoner Stadtbezirks Royal Borough of Kensington and Chelsea.

**Curruckpoor** (heute: Kharagpur) bezeichnet eine Stadt im westbengalischen Distrikt Pashchim Medinipur in Indien.

Suess wohnte offenbar in einer Gästewohnung („**Adr. Apartments of the Geol. Soc. – Somerset House. – Strand**“) der 1807 in London gegründeten Geological Society, die von 1828 bis 1874 ihren Sitz im Somerset House hatte<sup>117</sup>.

## 9. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 20. Juli 1862 (Original)

[S. 1] London, 20. Juli, 1862.

Geehrter Herr Hofrath

Hr Salter hat mir in Jermyn Street eine Suite von Fossilien vorgelegt, welche<sup>118</sup> Colonel, jetzt Major Genl.<sup>119</sup> Richard Strachey vor einiger Zeit aus einem schwarzen, thonigen Kalksteine vom Raj hoti-Passe von Indien nach Thibet mitgebracht hatte. Die englischen Paleontologen hatten zwar längst den triasischen Charakter der Fauna und ihre Aehnlichkeit mit unseren Cassianer Bildungen festgestellt, aber ich fand thatsächlich eine so grosse Uebereinstimmung der einzelnen Arten, daß ich meinte die Liste derselben dürfte Ihnen und den Lesern Ihrer Berichte willkommen sein; sie lautet:

<sup>117</sup> Siehe hier The Geological Society ([www.geolsoc.org.uk/history](http://www.geolsoc.org.uk/history))

<sup>118</sup> Folgt gestrichen: Capta.

<sup>119</sup> Wohl für: „Major General“.

<sup>116</sup> Meteoritical Bulletin: Entry for Bohumilitz ([usra.edu](http://usra.edu)). [www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php?code=5099](http://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php?code=5099)



Orthoceras pulchellum ? Hau.

unbeschriebne Art mit gerunzelter Seite, wie am Sandling

Nautilus (fragment).

Amonites floridus Wulf. (häufig)

- « Aon. Mst.
- « Gaytani Klipst.
- « Anseanus Hau.
- « bifissus Hau.
- « Johannis Austriae ? Klipst.
- « eine od. zwei neue Ceratitenformen

[S. 2] Nerita Klipsteini Hörn.

Halobia Lommeli Wissm. (in grosser Menge)

Spirigera Stromayeri Str.

Rhynchonella retrocita Str.

und einige minder gut erhaltene u. minder sicher bestimm-  
bare Formen.

Es ist nun sehr auffallend, daß nicht nur in so grosser Ent-  
fernung dieselbe<sup>120</sup> Fauna mit solcher Uebereinstimmung  
wiederkehrt, sondern daß sie durch die besonders grosse  
Häufigkeit zweier Formen, nämlich der Halobia Lommeli  
u. der Ammonites floridus ausgezeichnet ist, welche bei-  
den Arten auch bei uns, wenn nicht eine gewisse Bank, so  
doch eine gewisse Facies (Muschelmarmor von Bleyberg)  
auszeichnen, welche noch dazu wie die Vorkommnisse  
vom Himalaja, im Gegensatz zu den meisten unserer  
obertriasischen Schichten, schwarz gefärbt ist. Unwill-  
kürlich [sic] denkt man auch an die Exemplare von Ha-  
lobia Lommeli aus Neu-Seeland, mit welchen uns Freund  
Hochstetter vor einiger Zeit überrascht hat. – Die Nach-  
weisung des seit lange vermutheten Vorkommens dieser  
Fauna im Osten, u. noch dazu so fern im Osten, wird hoffe  
ich eine neue Anregung zur Ausarbeitung u. zum Studium  
unserer eigenen Ablagerungen sein. Ich bin, geehrter Herr  
Hofrath, mit den herzlichsten Grüßen, Ihr ganz ergebener

Ed. Suess

### Inhaltliche Bemerkungen

Der Brief wurde bereits vollinhaltlich in den Verhandlungen  
der k. k. Geologischen Reichsanstalt (Band 12 des Jahr-  
buchs 1861/62 der k. k. Geologischen Reichsanstalt) ab-  
gedruckt (Suess, 1862d) und wird daher an dieser Stelle  
nicht näher erläutert.

### Personen

**John William Salter** (1820–1869) war ein britischer Palä-  
ontologe mit Schwerpunkt auf dem Paläozoikum. Er galt  
als führende Autorität seiner Zeit für Trilobiten (SECORD,  
1985).

**Sir Richard Strachey** (1817–1908) war ein britischer Offi-  
zier, Kolonialbeamter in Indien und Naturforscher (VETCH,  
1912).

### Orte, Institutionen

Der **Rajhote-Pass** im Himalaya-Gebiet zwischen Indien  
und Tibet ist ein „klassischer“ Fundort für Fossilien. Hai-

dinger geht in der Sitzung der k. k. Geologischen Reichs-  
anstalt vom 21. Juni 1864 auch auf diese Funde ein („[...]  
mit Rücksicht auf das von Suess nachgewiesene Auftre-  
ten zahlreicher alpiner Petrefacte wahrer Trais im Himalaya  
[...], darunter eben auch Halobia Lommeli in grosser Men-  
ge, vom Rajhote-Passe zwischen Indien und Tibet, vom Ge-  
neral Strachey gesammelt, nun in dem Museum in Jermyn  
Street in London“; HAIDINGER 1864).

## Themenkreis VI: Dankschreiben betreffend geologische Karte und Vortragsankündigung

### 10. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 24. Dezember 1862 (Original)

[S. 1] Wien, 24. Decb. 1862.

Geehrter Herr Hofrath

Auf das freudigste überrascht durch Ihr gütiges Geschenk,  
eile ich, Ihnen zu danken. Gestern mittag wurde mir die  
Karte zugestellt bevor ich selbst noch Gelegenheit gefun-  
den hatte die Bitte an Sie zu richten. Ich wäre sofort per-  
sönlich bei Ihnen erschienen, wenn nicht der Nachmittag  
dem Begräbnisse des armen Kreil hatte gewidmet werden  
müssen. Heute darf ich wohl Ihr Xmasfest nicht stören und  
so muß ich wohl den seit Wochen beabsichtigten Besuch  
noch um einen oder zwei Tage verschieben. Einstweilen  
bitte ich mich mit Hitchcock's Geology of Vermont auf eine  
der nächsten Tagesordnungen zu setzen für welche auch  
Karrer eine Mittheilung über den Leithakalk von Mödling  
vorbereitet. Nochmals bitte ich, genehmigen [S. 2] Sie mei-  
nen Dank und die Ausdrücke der Hochachtung

Ihres ganz ergebenen

EdSuess

### Inhaltliche Bemerkungen

Dieses Dankschreiben, das auch eine persönliche Bitte von  
Suess enthält, ist an Haidinger („Geehrter Herr Hofrath“) ad-  
ressiert. Zunächst geht es um einen Dank („gütiges Ge-  
schenk“) für die von Haidinger in 9 Blättern herausgegebe-  
ne „Geognostische Übersichtskarte der Monarchie“ (HA-  
DINGER, 1845). Die Karte hatte Suess in seiner Funktion als  
Professor für Geologie bei der k. k. Geologischen Reichs-  
anstalt bestellt, Haidinger als Förderer von Suess und dem  
universitären geologischen Unterricht sollte sie schließ-  
lich Suess zum Geschenk machen. Eine formale Dank-  
adresse („Löbliche Direction der kk. geologischen Reichs-  
anstalt!“) übermittelte Suess in einem eigenen Schreiben  
vom 24. Dezember 1862 (Archiv der Geologischen Bun-  
desanstalt, GZ 841/1862). Bemerkenswert in jenem Brief  
ist folgender Satz: „Nur bei so freundlicher Unterstützung  
kann ja der Gefertigte auch hoffen, daß es ihm gelingen  
werde, einer löblichen Direction eine immer entsprechen-  
dere Auswahl von geistigen Arbeitskräften zur Verfügung  
zu stellen, deren Aufgabe es dann sein soll, durch that-  
sächliche Arbeit den Dank abzustatten, zu welchem sich  
ihr Lehrer verpflichtet fühlt.“ Hierin könnte man auch eine  
Antwort von Suess auf Haidingers Schreiben vom 23. März  
1857 (siehe Seite: 104) sehen, in dem sich Haidinger be-  
klagte, dass einige der an der Reichsanstalt ausgebildeten

<sup>120</sup> Wohl für: dieselbe.

Personen diese später wieder verließen bzw. „uns wieder entzogen wurden“. Möglich erscheint daher die Interpretation, dass Suess kraft seiner Position als Ordinarius Haidinger und der Reichsanstalt etwas zurückgeben wollte.

Interessant ist die Verwendung des Begriffes „Xmasfest“: Sie unterstreicht einmal mehr die englische Prägung von Suess, die zuletzt durch die zweimonatige Reise im Sommer 1862 aufgefrischt wurde.

Bei „Hitchcock’s Geology of Vermont“ handelt es sich um die Publikation von HAGER et al. (1861) (Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt: Signatur 751,40.1).

## Personen

**Karl Kreil** (1798–1862) war Meteorologe und erster Direktor der 1851 gegründeten „Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus“ in Wien (heute: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik – ZAMG, STEINHAUSER, 1969).

Der studierte Jurist und Beamte im k. k. Kriegsministerium **Felix Karrer** (1825–1903) schlug später, stark beeinflusst von Eduard Suess, eine Geologen-Laufbahn ein und arbeitete am k. k. Hofmineralienkabinett (N.N., 1965). Große Verdienste erwarb er sich nicht nur bei Erschließungsarbeiten für die Erste Wiener Hochquellenwasserleitung, sondern auch im Zusammenhang mit der technischen Gesteinskunde. Am Dienstag den 20. Jänner 1863 referierte er in der Sitzung der k. k. Geologischen Reichsanstalt über die Tertiärschichten am Rande des Wiener Beckens bei Mödling (KARRER, 1863). In der gleichen Sitzung legte Suess eine Arbeit über die einstigen Verbindung Nordafrikas mit Südeuropa vor (SUESS, 1863).

## Themenkreis VII: Zu den Arbeiten an der Ersten Wiener Hochquellenwasserleitung 1863

### 11. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 6. August 1863 (Original)

[S. 1] Stixenstein, den 6. Aug. 1863.

Sehr geehrter Herr Hofrath

Nehmen Sie vor Allem meinen besten Dank für die Theilnahme welche Sie so freundlich fortfahren für meine Sayings and Doings und für mich selbst zu verrathen. Freilich müssen Sie mir dabei erlauben, daß ich trotz der Erlebnisse der letzten Tage fortfahre über die „Anerkennung“ wissenschaftlicher Bestrebungen anderer Ansicht zu sein als die grosse Mehrzahl meiner verehrtesten Lehrern und Gönnern, müssen Sie mir z. B. gestatten, daß ich eben in der nachsichtsvollen Beurtheilung welche Sie zu wiederholten Malen meinen Arbeiten haben angedeihen lassen, unvergleichlich viel mehr Auf[S. 2]munterung finde, als in der Auszeichnung welche mir kürzlich von ziemlich incompetenten Seite zu Theil geworden ist. Ich gestehe es Ihnen als einem hochgeehrten und durch lange Erfahrung an Menschenkenntniß so reichem Freunde und Lehrer gerne, was ich sonst laut auszusprechen noch immer Anstand genommen habe, daß mein Ehrgeiz entschieden eine andere Richtung hat. Seitdem ich aus speziellen Kenntnis-

sen zu allgemeinen Lehrsätzen zu schreiten, aus morphologischen oder geographischen Einzel-Erfahrungen selbst mir allgemeine Ansichten über grosse Fragen zu bilden gelernt habe, und seitdem mir andererseits die seltene Gelegenheit geboten ist zu einem Versuche,<sup>121</sup> wie theoretische Untersuchungen dem gemeinen Wohle dienst[S. 3]bar gemacht werden mögen, seitdem kurz gesagt, sowohl die humanistische als auch die reale Seite meiner Wissenschaft unbegrenzte Felder der Thätigkeit mir geöffnet haben, seitdem hat mir die Zustimmung meiner Lehrer und Fachgenossen einen viel höheren, sonstige „Anerkennung“ einen viel geringeren Werth.

Ich habe mir gestern während eines sehr flüchtigen Aufenthaltes in Wien erlaubt Ihnen den stenograph. Bericht meines letzten Berichtes an den Gem.-Rath zuzusenden. Ein abgegebenes Ehrenwort hindert mich weitere Mittheilungen über den Stand der Arbeiten zu machen; Sie wissen daß uns das Expropriation’s Recht für den Augenblick noch nicht zugesprochen ist. Von dem übersandten Berichte bitte ich beliebigen Gebrauch zu [S. 4] machen. Ich werde in einem nächsten Berichte Gelegenheit haben, von den grossen Diensten zu sprechen, welche mir die Aufnahmen Ihrer Anstalt geleistet haben u. welche allerdings noch viel grösser wären, wenn es mir möglich würde, wenn auch nur für ganz kurze Zeit die Originalaufnahmekarten (Puchberg, Gloggnitz, Neunkirchen) zu benützen.

Nehmen Sie einstweilen, hochgeehrter Herr Hofrath, meinen Dank und meine Grüsse mit Wohlwollen auf.

Ihr ganz ergebener

EdSuess

Adr. Ingenieur C. Junker  
Gasthof, z. gold. Hirsch  
für Ed. Suess. Wr. Neustadt

## Inhaltliche Bemerkungen

Die Schriftstücke 11 (Abb. 7) bis 14 aus dem Jahr 1863 – drei Briefe von Suess und das Schreiben (Abb. 8) von Haidinger an Suess – stehen mit Voruntersuchungen zur Wiener Hochquellenwasserleitung im Zusammenhang: „Der Gemeinderat bewilligte eine ansehnliche Summe für Vorstudien; ihre Leitung wurde mir anvertraut. Eine Zahl tüchtiger Hilfskräfte stand zur Verfügung. Das Jahr 1863 war ganz den Studien im Felde gewidmet. Das Flußgebiet der Traisen, das in diese einbezogen wurde, mußte bald als nicht entsprechend ausgeschieden werden. Um so wichtiger war jenes der Schwarza mit dem Neustädter Steinfeld und den benachbarten Teilen der Alpen. An der Spitze der Beobachtungen stand hier der Zivilingenieur Carl Junker [1827–1882]; ein noch junger Mann, der unter Negrelli [Alois Negrelli, 1799–1858] an den Nivellements für den Suezkanal teilgenommen hatte. Dort hatte er größere Anschauungen von den Aufgaben des Technikers gewonnen und er ist eine von jenen Persönlichkeiten gewesen, denen in erster Linie das Gelingen des Unternehmens zu verdanken ist.“ (SUESS, 1916: 153).

Die hier erwähnten „Sayings and Doings“ zeigen das sprachliche Naheverhältnis von Suess zu England auf (siehe oben „Xmasfest“ im Brief vom 24. Dezember 1862).

<sup>121</sup> Folgt gestrichen: der.

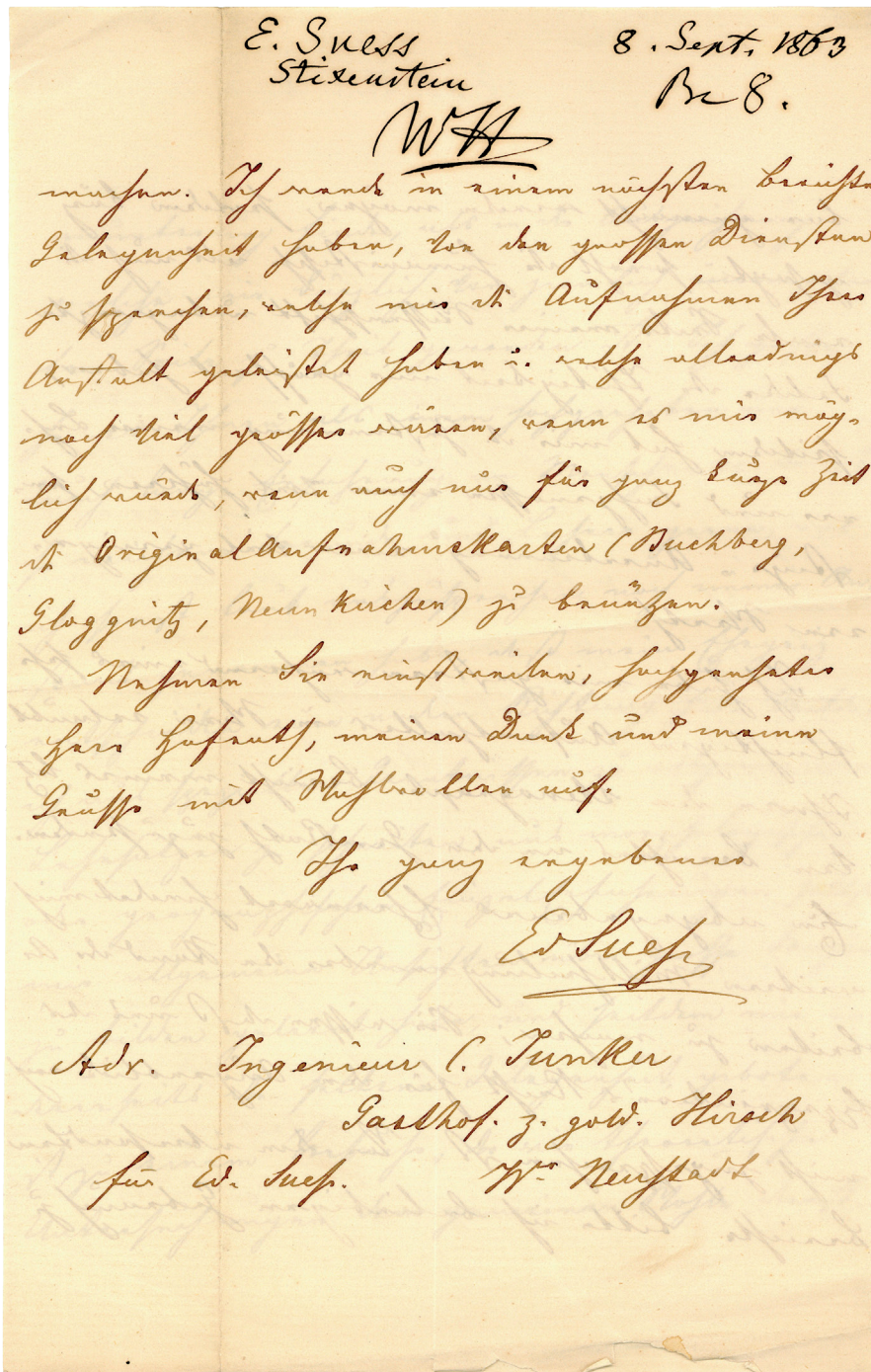


Abb. 7.  
Schluss des Originalbriefs von Eduard Suess aus  
Stixenstein an Wilhelm Haidinger vom 6. August  
1863.

Die Bitte nach geologischen Karten von Puchberg, Gloggnitz und Neunkirchen unterstreicht einmal mehr den umfassenden Ansatz von Suess, der neben Wasserquellen, das weitere geologische Umfeld studierte. Es handelte sich um handkolorierte Unikate im Maßstab 1:28.800, der frühen 1850er Jahre (CZJZEK & MANNLICHER, 1851; CZJZEK & FOETTERLE, 1851).

#### Orte, Institutionen

Der Ort der Briefaufgabe, Stixenstein, liegt im niederösterreichischen Sierningtal und gehört heute zur Stadtgemeinde Ternitz; die Sierning (bzw. der Sierningbach) ist ein Zufluss der Schwarza. Die in der Nähe von Burg Stixenstein heraustretende Stixensteinquelle wurde in die Hochquellenwasserleitung einbezogen (SUSS, 1916: 157).

Die am Ende des Briefes (Abb. 7) von Suess angegebene Zustelladresse in Wiener Neustadt zeigt, dass damit ein mit der Bahn leicht erreichbarer Ort als Ausgangspunkt für die Untersuchungen gewählt wurde. Der Gasthof „Goldener Hirsch“ befand sich in der Neunkirchner Straße Nr. 4.

#### 12. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 14. September 1863 (Original)

[S. 1] Stixenstein, den 14. Sept. 1863

Sehr geehrter Herr Hofrath

Der Empfang Ihres freundlichen Schreibens vom 8. I. M. ist mir in meiner Einsamkeit ein sehr freudiges Ereigniß gewesen. Leider kam mir dasselbe zugleich mit Nachrichten

zu, welche mich bis heute verhindert haben Ihnen zu danken; ich bin in der That seit jener Zeit nicht für eine halbe Stunde Herr meiner Zeit gewesen; letzten Samstag war ich sogar für wenige Stunden in Wien und traf dort zufällig mit Abich zusammen, aber es war mir<sup>122</sup> nicht möglich, nach Dornbach [S. 2] oder nach der Geol. Reichsanstalt zu kommen. Die Karten vermisse ich daher auch noch immer auf's schmerzlichste; auch Karten in 1" zu 800 ° wären mir hoch willkommen, da es sich mir nicht so sehr um den ganz grossen Maßstab handelt, als um die Originalblätter in denen Gjzek's Märsche eingetragen sind. Wolfinau und ich wir würden nämlich dann trachten das Netz der Begehungen zu vervollständigen, während wir jetzt [sic] gezwungen sind, fast eine ganz neue Arbeit zu machen.

Es ist mir leider in Wien auch nicht Zeit geblieben, Ihre Ausstellung und namentlich Wolf's Profile zu sehen. [S. 3] Nehmen Sie, geehrter Herr, meinen besten Dank für die wohlwollenden Ausdrücke mit denen Sie in dem Ausstellungsberichte meiner Schrift über Wien wieder gedacht haben; solche Beurtheilung ist mir eine grosse Aufmunterung in dem Augenblicke in welchem ich mit einer viel grösseren u. schwierigeren Untersuchung beschäftigt bin. Hat mich das Studium der unterirdischen Hydrographie vor Wien zur Erkenntniß des älteren Steilrandes geführt, so bin ich hier in den Alpen auf demselben Wege zu noch viel eigenthümlicheren und noch weniger erwarteten Resultaten gelangt. Lassen Sie mich hoffen, daß diese neue Arbeit seiner Zeit vor [sic] Ihnen, geehrter Herr, ebenso nachsich[S. 4]tig beurtheilt werden wird. Nie hat mir eine Untersuchung eine so grosse Anzahl von unerwarteten Momenten geboten und binnen wenigen Monaten ist mir die Bewegung des Wassers in dieser Gegend so klar geworden, daß ich mich innig freue über die Menge des Gelernten.

Ich bitte Sie, hochgeehrter Herr Hofrath, mich in so freundlichem Andenken wie bisher zu erhalten, und meine Freunde an der Anstalt herzlich zu grüssen.

Ihr dankbar ergebener

Ed. Suess

### Inhaltliche Bemerkungen

Suess' Brief ist mit 14. September 1863 datiert – über diese Zeit bemerkt er in seinen Erinnerungen (Suess, 1916: 54): „Namentlich der Monat September 1863 war eine Zeit verantwortungsvoller Entschlüsse. Oft setzten wir uns, Junker und ich, unter einen Baum, um irgendein neues Bedenken zu erörtern. Er hatte die Gewohnheit, dabei seinen Schlapphut tief ins Gesicht herabzuziehen; ich hatte die ebenso feste Gewohnheit, den Hut weit über die Stirn hinaufzuschieben. Anfangs störte uns das, und jede solche Diskussion begann mit einem Gelächter über den sonderbaren Gegensatz; endlich fügten wir uns beide und meinten, es könne nicht anders sein.“

Die Bemerkung über die noch ausstehenden Karten unterstreicht einmal mehr deren Wichtigkeit für Suess.

### Personen

Der deutsche Mineraloge, Geologe und Forschungsreisende **Hermann von Abich** (1806–1886), der das letzte Jahrzehnt seines Lebens in Wien verbrachte, war unter ande-

rem für seine Arbeiten im Kaukasus bekannt (ZITTEL, 1900; KRENKEL, 1953).

Mit der Bemerkung „Wolf's Profile“ wird Bezug genommen auf zwei Profile, die Heinrich Wolf (1825–1882; CERNAJSEK, 2021) als Mitarbeiter der k. k. Geologischen Reichsanstalt durch das südliche Wiener Becken gelegt hatte (WOLF, 1862, 1863).

**Franz Wolf von Wolfinau** (1841–1920) war tschechischer Geologe (RADOŇ, 2008).

### Orte, Institutionen

In **Dornbach**, einem Wiener Vorort (heute: Wien Hernals, 17. Bezirk), hatte Haidinger sein Haus, das er während der Sommermonate bewohnte.

Mit „Ausstellung“ ist die **Allgemeine Landwirtschaftliche Ausstellung** in der „Neuen Welt“ in **Hietzing**, einem Wiener Vorort (heute: Wien Hietzing, 13. Bezirk) gemeint, die am 5. September 1863 eröffnet wurde. Details über die dort gezeigten Objekte listet HAIDINGER (1863c) auf, ebenso existiert eine genaue Beschreibung (HAIDINGER, 1863d), in der auch das Profil von Wolf im Detail erläutert wird (HAIDINGER, 1863c: 83f.). In dieser Detailbeschreibung findet auch „Der Boden der Stadt Wien“ von SUESS (1862c) Erwähnung, was in dem Brief zur Sprache kommt („meiner Schrift über Wien wieder gedacht haben“).

Das Areal der heutigen nicht mehr existierenden „**Neuen Welt**“, ein sommerliches Vergnügungsetablissemment des 19. Jahrhunderts, liegt im Bereich der heutigen Hietzinger Hauptstraße – Lainzer Straße – St.-Veit-Gasse (WIEN GESCHICHTE WIKI, 2022d). Die Neue-Welt-Gasse erinnert heute noch daran (WIEN GESCHICHTE WIKI, 2022e).

### 13. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 18. September 1863 (Original)

[S. 1] Marz, den 18. Sept. 1863.

Hochgeehrter Herr Hofrath

Eben bin ich hier eingetroffen, um bei meiner Familie einen Rasttag zu halten und ich beeile mich Ihnen zu sagen, daß ich gestern Abend Ihren freundlichen Brief in Neustadt vorgefunden habe. Ich werde selbst Dienstag in die Anstalt kommen um meine Bitte wegen der Karten zu wiederholen. Im Uebrigen danke ich verbindlichst für Ihre freundliche und wirksame Theilnahme an meiner Arbeit und freue mich diesen Dank in wenigen Tagen per[S. 2]sönlich wiederholen zu können.

Ihr ganz ergebener

EdSuess

### Inhaltliche Bemerkungen

Das Schreiben vom 18. September 1863 fällt in eine Zeit wichtiger Entscheidungen für Suess (Suess, 1916: 54).

Auffallend ist die abermalige, nunmehr dritte Bitte nach geologischen Karten.

### Orte, Institutionen

Die Absenderadresse des Schreibens (Marz) nimmt Bezug auf die Sommerfrische von Eduard Suess in **Marz** (damals

<sup>122</sup> Korrigiert aus: mit.

WH an Suess 11 Nov. 1863

Hochverehrter Freund  
 Erlauben Sie mir eine vorläufige Anfrage -  
 Es liegt mir wohl recht viel daran, unseres guten fleißigen  
 Wolf Durchschnitte in geeigneter Weise <sup>123</sup> zu möglichster  
 Kenntniß und Anwendung <sup>123</sup> zu bringen. Eine Veröffentlichung  
 in ganzer Größe ist durch unsere Mittel <sup>124</sup> außerhalb  
 der Frage. Doch könnten selbe namentlich im Interesse  
 des hochverehrlichen Gemeinderathes, am leichtesten  
 einiger Benützung zugeführt werden. Vielleicht wäre es  
 unvorteilhaft, sie fortzusetzen und präparativ für  
 wissenschaftl. am leichtesten eine gewisse Berücksichtigung  
 zugeführt werden. Vielleicht wäre es abgünstig,  
 wenn ich selbe unmittelbar von der kkGRA an den  
 genannten hochv. GRth überreichte. Oder wäre es  
 entsprechender, wenn ich sie Ihnen zuschickte, mit der Bitte,  
 dieselben zu <sup>126</sup> freundlich wohlwilliger Aufnahme <sup>126</sup> vor zu  
 legen? Oder sollte Wolf selbst Ihnen dieselben zur Verfügung  
 stellen? Gerne möchte ich diesem sorgsamem Arbeiter,  
 der es wohl nicht an Hingebung hat fehlen lassen, eine  
 etwa mögliche „materielle“ Anerkennung <sup>127</sup> vergönnen  
 in Hinsicht des Werthes <sup>127</sup> einer solchen Arbeit vorzüglich  
 für die Bewohner unseres Wien <sup>128</sup>, und von der <sup>129</sup> Körperschaft  
 ausgesprochen <sup>129</sup>, welche dieselbe vertritt <sup>130</sup>. Sie  
 wäre die möglichst ehrenvolle. Allerdings war es eine Arbeit  
 innerhalb der Aufgaben unserer eigenen kk GRA, aber  
 er hat reichlich seinen Fleiß darauf verwandt, in höchst  
 anerkennenswerther Weise.  
 Ihrer freundlichen Wohlmeinung entsprechend werde ich  
 meine ferneren Schritte einrichten, und bitte also um gütige  
 Nach[S. 2]richt, da Niemand so genau, wie Sie selbst,  
 die Lage der Verhältnisse zu beurtheilen vermag.

Abb. 8. Entwurf eines Briefes von Wilhelm Haidinger an Eduard Suess vom 11. November 1863.

ungarisch Márcfalva und administrativ zum Komitat Ödenburg gehörig; seit 1921 im Burgenland gelegen). Das Sommerfrischehaus befindet sich heute noch im Besitz der Familie Suess.

Mit „Neustadt“ ist Wiener Neustadt in Niederösterreich gemeint.

**14. Brief von Wilhelm Haidinger an Eduard Suess vom 11. November 1863 (Entwurf)**

[S. 1] WH an Suess den 11. Nov. 1863

Hochverehrter Freund

Erlauben Sie mir eine vorläufige Anfrage.

Es liegt mir wohl recht viel daran, unseres guten fleißigen Wolf Durchschnitte in geeigneter Weise <sup>123</sup> zu möglichster Kenntniß und Anwendung <sup>123</sup> zu bringen. Eine Veröffentlichung in ganzer Größe ist durch unsere Mittel <sup>124</sup> außerhalb der Frage. Doch könnten selbe namentlich im Interesse des hochverehrlichen Gemeinderathes, am leichtesten einiger Benützung zugeführt werden. Vielleicht wäre es unvorteilhaft, sie fortzusetzen und präparativ für wissenschaftl. am leichtesten eine gewisse Berücksichtigung zugeführt werden. Vielleicht wäre es abgünstig, wenn ich selbe unmittelbar von der kkGRA an den genannten hochv. GRth überreichte. Oder wäre es entsprechender, wenn ich sie Ihnen zuschickte, mit der Bitte, dieselben zu <sup>126</sup> freundlich wohlwilliger Aufnahme <sup>126</sup> vor zu legen? Oder sollte Wolf selbst Ihnen dieselben zur Verfügung stellen? Gerne möchte ich diesem sorgsamem Arbeiter, der es wohl nicht an Hingebung hat fehlen lassen, eine etwa mögliche „materielle“ Anerkennung <sup>127</sup> vergönnen in Hinsicht des Werthes <sup>127</sup> einer solchen Arbeit vorzüglich für die Bewohner unseres Wien <sup>128</sup>, und von der <sup>129</sup> Körperschaft ausgesprochen <sup>129</sup>, welche dieselbe vertritt <sup>130</sup>. Sie wäre die möglichst ehrenvolle. Allerdings war es eine Arbeit innerhalb der Aufgaben unserer eigenen kk GRA, aber er hat reichlich seinen Fleiß darauf verwandt, in höchst anerkennenswerther Weise.

123 -<sup>123</sup> Nachgetragen anstelle von gestrichen: an den Tag.  
 124 Nachgetragen.

günstig, wenn ich selbe unmittelbar von der kkGRA an den genannten hochv. GRth überreichte. Oder wäre es <sup>125</sup> entsprechender, wenn ich sie Ihnen zuschickte, mit der Bitte, dieselben zu <sup>126</sup> freundlich wohlwilliger Aufnahme <sup>126</sup> vor zu legen? Oder sollte Wolf selbst Ihnen dieselben zur Verfügung stellen? Gerne möchte ich diesem sorgsamem Arbeiter, der es wohl nicht an Hingebung hat fehlen lassen, eine etwa mögliche „materielle“ Anerkennung <sup>127</sup> vergönnen in Hinsicht des Werthes <sup>127</sup> einer solchen Arbeit vorzüglich für die Bewohner unseres Wien <sup>128</sup>, und von der <sup>129</sup> Körperschaft ausgesprochen <sup>129</sup>, welche dieselbe vertritt <sup>130</sup>. Sie wäre die möglichst ehrenvolle. Allerdings war es eine Arbeit innerhalb der Aufgaben unserer eigenen kk GRA, aber er hat reichlich seinen Fleiß darauf verwandt, in höchst anerkennenswerther Weise.  
 Ihrer freundlichen Wohlmeinung entsprechend werde ich meine ferneren Schritte einrichten, und bitte also um gütige Nach[S. 2]richt, da Niemand so genau, wie Sie selbst, die Lage der Verhältnisse zu beurtheilen vermag.

125 Folgt gestrichen: günstig.  
 126 -<sup>126</sup> Nachgetragen. Möglich statt wohlwilliger auch, stark gekürzt: wohlwollender.  
 127 -<sup>127</sup> Nachgetragen.  
 128 Nachgetragen anstelle von gestrichen: kkRH & RSt für „Reichshaupt- und Residenzstadt“.  
 129 -<sup>129</sup> Nachgetragen der Wortteil: schaft sowie ausgesprochen.  
 130 Folgt gestrichen: vergönnen.

## Inhaltliche Bemerkungen

Die hier vorliegende Briefabschrift (Abb. 8) unterstreicht die Bedeutung der geologischen Profile („Durchschnitte“) von Heinrich Wolf (HAIDINGER, 1863d). Für Haidinger stand grundsätzlich außer Zweifel, mit den Profilen den Wiener Gemeinderat („GRth“) zu unterstützen, unschlüssig war er allerdings über die geeignete Form der Unterstützung: Sollte er die Profile selbst oder sollten Suess bzw. Heinrich Wolf (1825–1882), als Mitarbeiter der Reichsanstalt, diese überreichen? Haidinger schwankte auch dahingehend, ob er für die Profile Geld (stellvertretend für Wolf) annehmen bzw. verlangen sollte, oder ob nicht vielmehr die Position einzunehmen war, wonach die Herstellung der Profile zu den „amtlichen“ Aufgaben der Geologischen Reichsanstalt („kkGRA“) gehörten.

Haidinger wollte sich in diesem Zusammenhang den Ratsschlag von Suess („freundliche Wohlmeinung“) einholen, da dieser für Haidinger über einen besseren Einblick verfügte. Dies zeigt zum einen das große Vertrauen, das Haidinger Suess entgegenbrachte, hätte doch Haidinger kraft seiner Stellung als Direktor der k. k. Geologischen Reichsanstalt auch völlig autonom entscheiden können – zum anderen bewies Haidinger hier durchaus diplomatisches Gespür und die Fähigkeit, auf mögliche (und unterschiedliche) Befindlichkeiten Rücksicht zu nehmen.

### Themenkreis VIII: Empfehlungsschreiben, Glückwunsch und Vortragsankündigung

#### 15. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 25. August 1864 (Original)

[S. 1] Marz bei Mattersdorf, 25. Aug. 1864.

Hochgeehrter Herr Hofrath

Ihre gewichtige Empfehlung des Joseph Orl habe ich brieflich Hr. Prof. Hessler mitgeteilt, welcher das Referat für Personalien übernommen hat. Donnerstag 1. Septemb. soll dieses Referat vor die Commission kommen und wird wohl über die Mehrzahl der Anstellungen verfügt werden. Eine bestimmtere Zusage kann Hr. Orl jetzt schon aus dem Grunde nicht gemacht werden, weil der Grundsatz gilt, dass unter den Bewerbern diejenigen vorgezogen werden sollen, welche bereits in der Praxis thätig gewesen sind; jedenfalls wird er sich anfänglich mit einer untergeordneten Stelle begnügen müssen. Er wird sich dafür in einer vortrefflichen Schule befinden, nicht nur wegen [S. 2] der eigenthümlichen Schwierigkeiten des Werkes, sondern auch darum, weil die leitenden Stellen, wie ich hoffe, von sehr ausgezeichneten Ingenieuren bekleidet sein werden.

Ich ergreife diese Gelegenheit, geehrter Herr Hofrath, um Ihnen nachträglich zu der neuen Auszeichnung Glück zu wünschen, welche Ihnen geworden ist. Aber das Mass des Verdienstes erschöpft sich auf diese Weise nicht, und wer nur von ferne den Anstrengungen der letzten Jahrzehnte gefolgt ist, der weiss, dass Sie mehr für unser Land gethan haben, als sich durch Kreuzchen oder Sternchen vergelten lässt.

Es ist meine Absicht, mich im Laufe des Winters an Ihren Versammlungen so viel als möglich zu betheiligen, u. würde ich auch bisher gewiss ein regelmässiger Gast derselben gewesen sein, wenn sie nicht mit den Sitzungen des GemdeRathes collidiren würden. Es ist mir das um so [S. 3] peinlicher, als in der That im Laufe der letzten Zeit sich mancherlei in meinen Notizbüchern gesammelt hat, was mir der Mittheilung werth erscheint. Einstweilen bitte ich, mich mit einer Notiz „über die bunten Thone des Gebietes von Krakau“ auf eine der ersten Tagesordnungen des Winters zu setzen.

Ich bin, geehrter Herr Hofrath, Ihr hochachtungsvoll ergebener

EdSuess

## Inhaltliche Bemerkungen

Die Passage „zu der neuen Auszeichnung Glück zu wünschen“ bezieht sich auf das Ritterkreuz des Leopoldordens, das Haidinger per Entschliebung vom 30. Juli 1864 erhalten hatte (N.N., 1864).

Der Vortrag über „Die rothen Thone des Gebietes von Krakau“ fand am 6. Dezember 1864 an der k. k. Geologischen Reichsanstalt statt (Suess, 1864a).

Betreffend der von Suess geäußerten Absicht „mich im Laufe des Winters an Ihren Versammlungen so viel als möglich zu betheiligen“ ist anzumerken, dass Suess am 20. Dezember 1864 abermals in der k. k. Geologischen Reichsanstalt referierte, und zwar über Mastodon-Reste von Franzensbad (Suess, 1864b).

## Personen

Die Identität des „Joseph Orl“, für den sich Haidinger in diesem Schreiben verwendet, konnte noch nicht aufgeklärt werden.

Der Physiker **Ferdinand Hessler** (1803–1865) war als Ordinarius am Polytechnischen Institut in Wien (der heutigen TU Wien) tätig; ab 1861 saß er im Gemeinderat der Stadt Wien (N.N., 1959c).

### Themenkreis IX: Begleitschreiben

#### 16. Brief von Eduard Suess an Wilhelm Haidinger vom 15. Dezember 1864 (Original)

[S. 1] Wien, 15. Dec. 1864.

Hochgeehrter Herr Hofrath

Beifolgend erhalten Sie eine Notiz über die Knochenreste von Oberndorf bei Eger, für deren Zusendung ich bestens danke. Es war für mich von grossem Interesse, diese Stücke kennen zu lernen.

Ich bin, hochgeehrter Herr,

Ihr ganz ergebener

EdSuess

## Inhaltliche Bemerkungen

Über die hier erwähnten „Knochenreste von Oberndorf bei Eger“ referierte SUESS (1864b: 238); er bemerkte hierzu im Detail: „*Die mir zur Bestimmung übergebenen Säugethier-Reihe von Oberndorf, östlich von Franzensbad bei Eger, welche angeblich 7 Klafter tief in grünlichem Letten unter einer Ablagerung von Süßwasserkalk gefunden wurden, gehören trotz der Uebereinstimmung ihres Erhaltungszustandes offenbar zwei verschiedenen Altersstufen an.*“

## Dank

Der Dank gilt in erster Linie EDWARD CHARLES DOELL (Kalifornien, USA) für die Schenkung der Briefe an die Geologische Bundesanstalt, die über Vermittlung von MICHAEL HAIDER (Österreichisches Kulturforum New York) zustande kam.

Für wertvolle Hinweise gilt unser Dank GERHARD GEISSL (Wiener Neustadt), ALBERT SCHEDL (Wien) sowie THOMAS KRISTEN (Wien), der auch die Ersttranskription der Briefe durchgeführt hat. FRIEDERIKE GRASEMANN hat durch die Transkription der Suess-Reisetagebücher eine wertvolle Quelle zugänglich gemacht. PETRA LUKENEDER (Wien) danken wir für Literaturhinweise, PAULUS EBNER (TU Wien) für Informationen zu Ferdinand Hessler und dem Revolutionsjahr 1848. ANDREA ZAREMBA (Naturhistorisches Museum Wien) danken wir für Hilfestellungen bei der Kontrolle der Transkriptionen. CAROLINE LAM (Geological Society of London) verdanken wir Informationen zum Englandaufenthalt von Suess. Ohne die Unterstützung von MICHAEL HOCHEDLINGER vom Kriegsarchiv des Österreichischen Staatsarchivs wäre die Orientierung im Bestand des Zivil- und Militärgouvernements Wien nicht möglich gewesen.

## Literatur

- BARRANDE, J. (1860): Colonies dans le bassin silurien de la Bohême. – Bulletin de la Société Géologique de France: Serie II, **17**, 602–666, Paris.
- BODEN, C. (2012): Wilhelm von Haidinger und Ferdinand von Thinnfeld: Schnittpunkte (Verwandtschaft und analoge Karriereverläufe) – Geologie zwischen politischem Liberalismus und wissenschaftlichem Fortschritt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **95**, 11–24, Wien.
- BRANDT, H.-H. (1982): Kübeck von Kübau, Carl Friedrich Freiherr. – Neue Deutsche Biographie, **13**, 169–171. Online-Version: <https://www.deutsche-biographie.de/sfz46529.html> (zuletzt abgerufen am 08.12.2022).
- CERNAJSEK, T. (2021): Wolf, Heinrich Wilhelm (1825–1882). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **16** (Lfg. 72), 323, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- CHAMBERLAIN, M.E. (2008): Gower, Granville George Leveson-, second Earl Granville (1815–1891). – Oxford Dictionary of National Biography, Oxford University Press, 2004; Online Edition, Januar 2008.
- CSÁKY, M. (1985): Lobkowitz, August Longin Fürst von. – Neue Deutsche Biographie, **14**, 735. Online-Version: <https://www.deutsche-biographie.de/sfz52026.html> (zuletzt abgerufen am 08.12.2022).
- CZJZEK, J. & FOETTERLE, F. (1851): Umgebungen von Gloggnitz. – Geologische Manuskriptkarte 1.28.800, Wien. [Signatur: A 00875-m28/15-49/XIX-1]
- CZJZEK, J. & MANNLICHER, R. (1851): Umgebungen von Buchberg (Puchberg). – Geologische Manuskriptkarte 1.28.800, Wien. [Signatur: A 00871-m28/15-48/XIX-1]
- DÖLL, E. (1871): Wilhelm Ritter von Haidinger. – Die Realschule (1871), 15 S., Wien (Seidel & Sohn).
- DURSTMÜLLER, A. (1983): Plössl Simon. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **8**, 128, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- ETTINGSHAUSEN, C. v. (1997): Constantin Freiherr von Ettingshausen. 1826–1897. Ein Forscherleben. – Mitteilungen des Geologischen und Paläontologischen Landesmuseum Joanneum, **55**, 7–14, Graz.
- EXEL, R. (2006): Neues über Victor Leopold Ritter von ZEPHAROVICH (\* 13. April 1830, † 24. Februar 1890) – Leben und Werk des österreichischen Montanisten, Geologen und Mineralogen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**, 173–194, Wien.
- GRUBER, J.W. (2006): Owen, Sir Richard (1804–1892). – Oxford Dictionary of National Biography. Oxford University Press, Sept. 2004; Online Edition, Januar 2006. <https://doi.org/10.1093/ref:odnb/21026> (zuletzt abgerufen am 08.12.2022).
- GYULAY, Z. & TARCZY-HORNOCH, A. (1975): Schemnitz als eines der wichtigsten bergbauwissenschaftlichen Zentren Europas im 18. und 19. Jahrhundert. – Veröffentlichungen des Österreichischen Museums für Volkskunde, **16**, 88–96, Wien.
- HAGER, A., HITCHCOCK, E., HITCHCOCK, E. & HITCHCOCK, C. (1861): Report of the Geology of Vermont: Descriptive, theoretical, economical and scenographical: Vol. I. – VIII + 558 S., Claremont Manufacturing Company, Claremont.
- HAIDINGER, W. (1845): Geognostische Uibersichtskarte [!] der Oesterreichischen Monarchie aus den in der Bibliothek der k. k. Hofkammer im Münz und Bergwesen vorhandenen und den von den k. k. Montanistischen Aemtern eingesendeten Daten nebst den Arbeiten und Mitteilungen von F.S. Beudant, A. Boué [u.a.] in dem k. k. Montanistischen Museo zusammengestellt unter der Leitung des k. k. Bergrathes Wilhelm von Haidinger 1:864.000. – 9 Blätter, Montanistisches Museum, Wien.
- HAIDINGER, W. (1849): Gesellschaft der Freunde der Naturwissenschaften. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **5**, 17–19, Wien.
- HAIDINGER, W. (1856): Über das Schreiben von Alexander v. Humboldt [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7**, 834, Wien.
- HAIDINGER, W. (1862): Vorlage von Programm, Statuten und Subscriptionsliste des „Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse“ [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **12**, 55–56, Wien.

- HAIDINGER, W. (1863a): Zur Erinnerung an Franz Zippe. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 143–146, Wien.
- HAIDINGER, W. (1863b): Bericht über Auszeichnungen anlässlich der Londoner Ausstellung [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 70–71, Wien.
- HAIDINGER, W. (1863c): Über Ausstellungsobjekte bei der Allgemeinen Landwirthschaftlichen Ausstellung in der „Neuen Welt“ zu Hietzing [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 79–80, Wien.
- HAIDINGER, W. (1863d): Verzeichniss der Gegenstände, welche von der k. k. geologischen Reichsanstalt auf der Allgemeinen Landwirthschaftlichen Ausstellung für ganz Nieder-Oesterreich durch den k. k. landwirthschaftlichen Bezirks-Verein zu Mödling veranstaltet in der „Neuen Welt“ zu Hietzing zur Ausstellung gebracht werden. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 81–96, Wien.
- HAIDINGER, W. (1864): Über Material vom Rahjoti-Pass [fingierter Titel]. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **14**, 101, Wien.
- HAIDINGER, W. (1869): Das Kaiserlich-Königliche Montanistische Museum und die Freunde der Naturwissenschaften in Wien in den Jahren 1840 bis 1850: Erinnerungen an die Vorarbeiten zur Gründung der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichs-Anstalt. – XIV + 135 S., Wien.
- HAUER, F. (1881): Prof. Dr. Carl Peters: geboren 13. August 1825, gestorben 7. November 1881. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **31**, 425–430, Wien.
- HAUER, F. (1884): Zur Erinnerung an Ferdinand v. Hochstetter. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **34**, 601–608, Wien.
- HOERNES, R. (1897): Zur Erinnerung an Constantin Freiherrn von Ettingshausen. – Mittheilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **34**, 78–106, Graz.
- HOFMANN, T. (2021): Die Vorlesungen von Eduard Suess an der Universität Wien von 1858 bis 1901. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 125–138, Wien.
- HOFMANN, T. & KRENN, M. (2020): Paul Partsch an Moriz Hörnes am 27. Mai 1848: „In einem solchen Zustand leben wir jetzt in Wien!“ – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 343–357, Wien.
- HOPFENSBERGER, B., MALETZ, J., LUKENEDER, P., HEINZ, P. & OTTNER, F. (2021): Early graptolite research: Eduard Suess and the Bilimek collection. – Bulletin of Geosciences, **96**, 279–293, Czech Geological Survey, Prag.
- HUBMANN, B. (2002): Carl Ferdinand Peters (1825–1881). – Blätter für Heimatkunde, **76**, 100–118, Graz.
- KADLETZ-SCHÖFFEL, H. & KADLETZ, K. (2000): Metternich (1773–1859) und die Geowissenschaften. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **51**, 49–52, Wien.
- KARRER, F. (1863): Ueber die Lagerung der Tertiärschichten am Rande des Wiener Beckens bei Mödling. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **13**, 30–32, Wien.
- KIRCHMAYER, M. (1964): Grailich, Wilhelm Joseph. – Neue Deutsche Biographie, **6**, 735–736, Berlin (Duncker & Humblot).
- KRENKEL, E. (1953): Abich, Otto Wilhelm Hermann. – Neue Deutsche Biographie, **1**, 19, Berlin (Duncker & Humblot).
- KUSEL-FETZMANN, E. (1987): 125 Jahre im Dienste der Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse. – Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, **126**, 21–35, Wien.
- LIPOLD, M. (1861): Über Herrn J. Barrande's „Colonien“ in der Silur-Formation Böhmens. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **12**, 1–66, Wien.
- MAKARIUSOVÁ, M. (2021): Zdekauer, Moritz (Stekauer Markus, Moriz) (1770–1845). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **16** (Lfg. 72), 453–454, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- MANNHARD, R. (2005): Schwarz-Senborn Wilhelm Frh. von. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **12**, 10–11, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- MENTSCHL, J. (2012): Sueß, Adolph Heinrich (1797–1862). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **14** (Lfg. 63), 31–32, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- MIDDLETON, A. (2021): William Rathbone Greg, Scientific Liberalism, and the Second Empire. – Modern Intellectual History, 1–27. <https://dx.doi.org/10.1017/S1479244321000160>
- MIKOLETZKY, J. (1998): „... um der Rettung der Freiheit willen!“. Das Jahr 1848 und die Folgen am k. k. polytechnischen Institut in Wien. – Veröffentlichungen des Universitätsarchivs der Technischen Universität Wien, **5**, 42 S., Wien.
- MORTON, V. (1987): Oxford Rebels. The Life and Friends of Nevil Story Maskelyne 1823–1911, Pioneer Oxford Scientist, Photographer and Politician. – 182 S., Gloucester (Sutton Publishing).
- N.N. (1864): Auszeichnungen [fingierter Titel] (Sitzung am 16. August 1864; Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1864). – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **14**, 115–116, Wien.
- N.N. (1957a): Fötterle Franz. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **1**, 334, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- N.N. (1957b): Bach Alexander Frh. von. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **1**, 40, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- N.N. (1959a): Hauer, Franz von. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **2**, 211, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- N.N. (1959b): Hornstein, Karl (1824–1882). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **2** (Lfg. 10), 425, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- N.N. (1959c): Hessler, Ferdinand. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **2**, 306, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- N.N. (1965): Karrer Felix. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **3**, 249, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- OBERSTEINER, G.P. (2014): Thinnfeld, Ferdinand Frh. von (1793–1868). – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **14** (Lfg. 65), 299–300, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- PFANNENSTIEL, M. (1964): Geinitz, Hanns Bruno. – Neue Deutsche Biographie, **6**, 151–152, Berlin (Duncker & Humblot).
- POKORNY, A. (1885): Zur Erinnerung an Joseph Grailich. – Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien, **25**, V–VIII, Wien.
- PRAŠELJ, N. (1972): Lipold Marko Vincenc. – Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950, **5**, 232, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- RADOŇ, M. (2008): Franz Wolf von Wolfinau – geolog a středškolský profesor z Litoměřic. Radoň, Miroslav. – Zprávy a studie Regionálního muzea v Teplicích, **27**, 13–26, Regionální muzeum v Teplicích, Teplice.
- RIEDL-DORN, C. (1998): Das Haus der Wunder. Zur Geschichte des Naturhistorischen Museums in Wien. – 308 S., Wien (Holzhausen).



- RIEDL-DORN, C. (2003): Ferdinand von Hochstetter (1829–1884). Dem Reich der Natur und seiner Erforschung. – In: ANGETTER, D. (Hrsg.) & SEIDL, J. (Hrsg.): *Glücklich, wer den Grund der Dinge zu erkennen vermag. Österreichische Mediziner, Naturwissenschaftler und Techniker im 19. und 20. Jahrhundert*, 111–128, Frankfurt am Main (Peter Lang).
- RIEDL-DORN, C. (2009): Die Zeit meiner ersten wissenschaftlichen Schulung – Eduard Suess und das Naturhistorische Museum. – *Schriften des Archivs der Universität Wien*, **14**, 23–66, Göttingen (V & R unipress).
- ROSSA, K. (2001): Das Zivil- und Militärgouvernement Wien 1848–1855. – *Mitteilungen des Österreichischen Staatsarchivs*, **49**, 143–159, Wien.
- SCHMIDT-BRENTANO, A. (1977): Kempen von Fichtenstamm, Johann Franz Freiherr. – *Neue Deutsche Biographie*, **11**, 484–485, Berlin (Duncker & Humblot).
- SECORD, J.A. (1985): John W. Salter: The rise and fall of a Victorian palaeontological career. – *Archives of Natural History*, **1**, 61–75, Edinburgh.
- SEIDL, J. (2001): Einige Inedita zur Frühgeschichte der Paläontologie an der Universität Wien: Die Bewerbung von Eduard Sueß um die *Venia legendi* für Paläontologie (1857). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **53**, 61–67, Wien.
- SEIDL, J. (2012): Sueß, Eduard (Carl Adolph) (1831–1914). – *Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950*, **14** (Lfg. 63), 32–33, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- ŞENGÖR, A. (2022): Eduard Suess on graptolites: His very first scientific paper and illustrations. – *Geological Society of America Memoir*, **218**, 73–80, Geological Society of America, Boulder.
- STAFFORD, R.A. (2002): *Scientist of the Empire: Sir Roderick Murchison. Scientific Exploration and Victorian Imperialism*. – Cambridge (Cambridge University Press).
- STEINHAUSER, F. (1969): Kreil Karl. – *Österreichisches Biographisches Lexikon 1815–1950*, **4**, 245, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien.
- STEININGER, F., SEIDL, J., ANGETTER, D., MARINELLI, M. (Mitarb.) & HOFMANN, T. (Mitarb.) (2019): *Aus der Frühzeit des paläontologischen Unterrichts in Wien: Franz Ritter von Hauers Vorlesungen am Montanistischen Museum (1845 bis 1848)*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **136**, 258 S., Wien.
- STUR, D. (1890): Todesanzeige: Victor Ritter von Zepharovich. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1890/5**, 105–106, Wien.
- Suess, E. (1851a): Graptolithen- oder Utica-Schiefer. – *Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien*, **7**, 124–125, Wien.
- Suess, E. (1851b): Ueber böhmische Graptolithen. – *Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen*, **4**, 87–134, Wien.
- Suess, E. (1852): Vertheidigung seiner Arbeit „über Böhmisches Graptolithen“ [fingierter Titel]. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3**, 198, Wien.
- Suess, E. (1859a): Schreiben an Herrn W. Haidinger, M.K.A., k. k. Hofrath u.s.w. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **10**, 481–483, Wien.
- Suess, E. (1859b): Über die Wohnsitze der Brachiopoden (vorgelegt in der Sitzung am 7. Juli 1859). – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **37**, 185–248, Wien.
- Suess, E. (1860): Über die Wohnsitze der Brachiopoden. – *Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **39**, 151–206, Wien.
- Suess, E. (1862a): Ueber die Entstehung und die Aufgabe des Vereines. – *Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien*, **1**, 3–14, Wien.
- Suess, E. (1862b): Einiges über naturhistorische Museen. – *Wochenschrift für Wissenschaft, Kunst und öffentliches Leben: Beilage zur „Wiener Zeitung“*, **1862.35**, 275–277, Wien.
- Suess, E. (1862c): Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben: Eine geologische Studie. – VII + 326 S., Wien (Braumüller).
- Suess, E. (1862d): Brief aus London vom 20. Juli 1862 mit der Bestimmung triadischer indischer Fossilien [fingierter Titel]. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **12**, 258, Wien.
- Suess, E. (1863): Ueber die einstige Verbindung Nord-Afrika's mit Süd-Europa. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **13**, 26–30, Wien.
- Suess, E. (1864a): Die rothen Thone des Gebietes von Krakau [fingierter Titel] (Sitzung am 6. December 1864; Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1864). – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **14**, 222–224, Wien.
- Suess, E. (1864b): Bericht über Mastodon-Reste von Franzensbad: Geschenk von Herrn Adolph Tachetzi in Eger [fingierter Titel] (Sitzung am 20. December 1864; Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1864). – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **14**, 237–239, Wien.
- Suess, E. (1861–1865): *Reisetagebuch*. – 156 S., ill., Österreichische Nationalbibliothek, Wien. [https://digital.onb.ac.at/RepViewer/viewer.faces?doc=DTL\\_8123512&order=1&view=SINGLE](https://digital.onb.ac.at/RepViewer/viewer.faces?doc=DTL_8123512&order=1&view=SINGLE)
- Suess, E. (1916): *Erinnerungen*. – IX + 451 S., Leipzig (Verlag von S. Hirzel).
- SVOJTKA, M. (2009): *Sammler als Wegbereiter naturwissenschaftlicher Erkenntnis – Fallstudien Leopold Johann Nepomuk von Sacher-Masoch (1797–1874) und Karl Eggerth (1861–1888)*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **45**, 40–43, Wien.
- Tietze, E. (1900): Franz v. Hauer: sein Lebensgang und seine wissenschaftliche Thätigkeit. Ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **49**, 679–827, Wien.
- VETCH, R.H. (1912): Strachey, Richard. – In: SIDNEY, L. (Ed.): *Dictionary of National Biography (2<sup>nd</sup> supplement)*, **3**, 439–442, London (Smith, Elder & Co).
- Wolf, H. (1862): *Geologisches Profil durch Wien, construirt aus Brunnenbohrungen und Grabungen, bis 1860 verfolgt (Geologischer Durchschnitt des Wiener Beckens 1:5.760: I von Speising über Schönbrunn zur Elisabethbahn Profil NW und zum Bahnhof der Kaiser Ferdinands Nordbahn, II von der Ziegelgrube in Ottakring über Schottenfeld, Gumpendorf, Siebenbrunnerwiese zu der Ziegelgrube, am Stoss im Himmel, am Laaerberg)*. – *Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien*. [Signatur: K IV 2579]
- Wolf, H. (1863): Vorlage von zwei Durchschnitten durch Wien unter Benützung von 130 Brunnenangaben [fingierter Titel]. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **13**, 57–59, Wien.
- Wulf, A. (2016): *Alexander von Humboldt und die Erfindung der Natur*. – 560 S., München (C. Bertelsmann Verlag).
- Zaunick, R. (1922): Zwei Jugendbriefe von Eduard Suess an H. B. Geinitz: Zugleich ein Beitrag zur Geschichte der Graptolithenforschung. – *Der Geologe*, **31**, 595–601, Leipzig.
- ZITTEL, K. v. (1900): Abich, Wilhelm Hermann. – *Allgemeine Deutsche Biographie*, **45**, 684–686, Leipzig (Duncker & Humblot).

## Einträge aus Wien Geschichte Wiki

WIEN GESCHICHTE WIKI (2022a): Polizeigefangenenhaus. – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Polizeigefangenenhaus> (zuletzt abgerufen am 30.11.2022).

WIEN GESCHICHTE WIKI (2022b): Siebenbüchnerinnenkloster. – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Siebenbüchnerinnenkloster> (zuletzt abgerufen am 30.11.2022).

WIEN GESCHICHTE WIKI (2022c): Altes Musikvereinsgebäude. – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Altes\\_Musikvereinsgebäude](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Altes_Musikvereinsgebäude) (zuletzt abgerufen am 30.11.2022).

WIEN GESCHICHTE WIKI (2022d): Neue Welt. – [https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Neue\\_Welt](https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Neue_Welt) (zuletzt abgerufen am 08.12.2022).

WIEN GESCHICHTE WIKI (2022e): Neue-Welt-Gasse. – <https://www.geschichtewiki.wien.gv.at/Neue-Welt-Gasse> (zuletzt abgerufen am 08.12.2022).

---

Eingelangt: 16. Jänner 2023, angenommen: 26. Mai 2023



## Martin Hell als Höhlenforscher, Geologe und Paläontologe

PETER DANNER\*

19 Abbildungen

*Land Salzburg  
Höhlenkunde  
Geologie  
Paläontologie  
prähistorische Funde  
Höhlenbären*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	123
Abstract .....	124
Einleitung .....	124
Lebensdaten, Ausbildung und Berufstätigkeit .....	124
Ehrungen, ehrenamtliche Funktionen und Mitgliedschaften in gelehrten Gesellschaften .....	124
Naturwissenschaftliche Interessen und Ausbildung .....	125
Höhlenforschung .....	125
Aktivitäten im Verein für Höhlenkunde .....	125
Eisriesenwelt .....	128
Speläologische Forschungen .....	128
Erstbefahrungen in Höhlen .....	128
Archäologische Ausgrabungen in Höhlen .....	129
Paläontologische und zoologische Forschungen in Höhlen .....	132
Höhlendüngeraktion .....	133
Speläologische Publikationen .....	133
Vorträge und Führungen .....	134
Höhlenausstellungen und Höhlenmuseumsprojekte .....	134
Geologie .....	135
Publikationen .....	135
Exkursionen .....	135
Vorträge .....	135
Museumsarbeit .....	135
Geologische Gutachten .....	135
Paläontologie .....	136
Resümee .....	136
Dank .....	136
Literatur .....	136

### Zusammenfassung

Obwohl der Salzburger Martin Hell (1885–1975) vor allem als der bedeutendste Prähistoriker des Landes Salzburg bekannt ist, leistete er auch Bedeutendes auf den Gebieten der Höhlenforschung (Speläologie), Geologie und Paläontologie. Er unternahm zahlreiche Höhlenbefahrungen, verfasste viele Publikationen für das Fachpublikum und die Allgemeinheit, arbeitete für die Höhlendüngeraktion und veranlasste die wissenschaftliche Ausrichtung der von ihm 1911 mitbegründeten und von 1914 bis 1919 geleiteten Sektion Salzburg des Vereins für Höhlenkunde in Österreich (seit 1921 Verein für Höhlenkunde in Salzburg) in topografischer, geologischer, paläontologischer und archäologischer Hinsicht. Er verfasste auch Schriften zur Geologie und Paläontologie, bestimmte und analysierte Knochen von Höhlenbären und anderen Tieren und erstellte geologische Gutachten.

\* PETER DANNER: Fürstallergasse 33, 5020 Salzburg. pdanner100@gmail.com

## Martin Hell as speleologist, geologist and palaeontologist

### Abstract

Martin Hell (1885–1975) from Salzburg was the most prominent prehistorian of the federal state of Salzburg. In addition, he also offered major contributions in speleology, geology, and palaeontology. He undertook many cave explorations, issued publications for both a professional audience and the interested public, assisted the cave fertilising project, and was responsible for the scientific improvement of the Salzburg section of the Austrian Speleological Society (“Verein für Höhlenkunde”, renamed in “Verein für Höhlenkunde in Salzburg” in 1921) with respect to topography, geology, palaeontology, and archaeology. He founded this society in 1911 and presided over it from 1914 to 1919. He also composed articles on geology and palaeontology, classified and analysed bones of cave bears and other animals, and compiled geological reports.

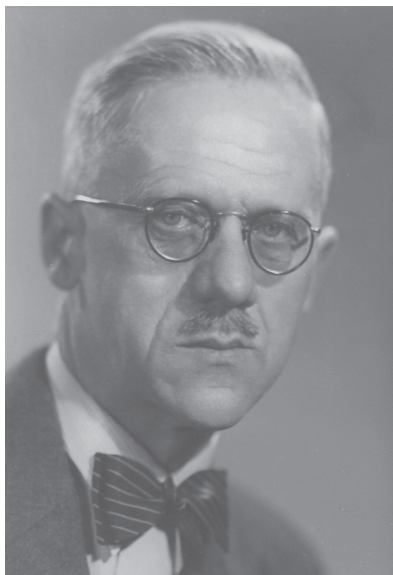


Abb. 1.  
Portrait von Martin Hell (Eisriesenwelt Gesellschaft).

Seit 1911 arbeitete er im Landesbauamt in Salzburg und von 1926 bis 1941 in den Bezirkshauptmannschaften Salzburg und Hallein. Von 1941 bis 1945 war Hell Beamter der Reichsbauverwaltung.

Nach dem „Anschluss“ Österreichs an das Deutsche Reich 1938 bemühte sich die Zentralstelle für Denkmalschutz erfolglos um eine hauptamtliche Betrauung Hells mit der Vorgeschichte im Reichsgau Salzburg.

Am 21. September 1945 wurde Hell „als Mitglied der ehemaligen NSDAP“ aus dem öffentlichen Dienst entlassen. Er erklärte in seiner erfolglosen Berufung gegen diesen Bescheid, dass er von 1940 bis 1942 nur Parteianwärter gewesen sei und die Verweigerung seiner Aufnahme in die Nationalsozialistische Deutsche Arbeiterpartei (NSDAP) trotz der Ansuchen des Gauschulungsamtes darauf zurückzuführen sei, dass die Parteileitung ihn „für keinen Nationalsozialisten halten konnte“.

Nach 1945 arbeitete Hell bis zu seinem Tod in Salzburg am 29. Jänner 1975 ehrenamtlich im Bereich der Bodendenkmalpflege im Land Salzburg (DANNER, 2020: 607–629).

### Einleitung

Da die Tätigkeit von Martin Hell als Archäologe gut erforscht ist (DANNER, 2020: 607–629), beschränkt sich diese Arbeit auf die Aktivitäten Hells auf den Gebieten der Speleologie, Geologie und Paläontologie, über die bisher nicht viel veröffentlicht wurde (ANGERMAYER-REBENBERG, 1961: 195–200; KLAPPACHER, 2011b: 23; MATTES, 2019: 229–231; DANNER, 2020: 609). Dabei wurden neben den zahlreichen Publikationen Hells vor allem Archivquellen, die zum überwiegenden Teil im Salzburg Museum und im Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg aufbewahrt werden, herangezogen.

### Lebensdaten, Ausbildung und Berufstätigkeit

Martin Hell (Abb. 1) wurde am 6. April 1885 in Liefering bei Salzburg geboren. Er besuchte die k. k. Staatsrealschule in Salzburg und studierte anschließend von 1903 bis 1911 an der Bauingenieurschule der Technischen Hochschule in Wien. 1911 heiratete er Lina (Karolina) Hamberger (1890–1978), die ihn bei seinen Forschungen unterstützte (HELL, 1933, 1971b).

Von 1919 bis 1922 studierte er neben seiner Berufstätigkeit in Salzburg an der Universität Wien Urgeschichte, Klassische Archäologie und Kunstgeschichte, schloss das Studium aber nicht ab.

### Ehrungen, ehrenamtliche Funktionen und Mitgliedschaften in gelehrten Gesellschaften

Seit 1913 war Hell Korrespondent und ab 1918 Konservator der k. k. Zentralkommission für Denkmalpflege (später Bundesdenkmalamt und Zentralstelle für Denkmalschutz). Nachdem diese Funktionen 1941 erloschen war, ernannte ihn das Bundesdenkmalamt ab 1948 wieder zum Konservator für Fundwesen. Ab 1929 und ab 1948 ernannte das Bundesdenkmalamt Hell auch zum Konservator für Höhlenkunde im Land Salzburg. 1920 wurde Hell Korrespondent der Staatlichen Höhlenkommission und 1923 Mitglied der Speleologischen Gesellschaft in Wien. 1925 verlieh ihm der Hauptverband deutscher Höhlenforscher das Silberne Ehrenzeichen. 1933 wurde Hell wegen seiner beruflichen Tätigkeit als Techniker, seiner Forschungen im Bereich der Vorgeschichte und seiner Arbeit für die Bundeshöhlenkommission mit dem Silbernen Ehrenzeichen für Verdienste um die Republik Österreich ausgezeichnet.

Die Gesellschaft für Salzburger Landeskunde berief Hell 1919 in ihren Ausschuss. 1915 wurde Hell zum Mandatar des Städtischen Museums Carolino Augusteum ernannt. Von 1919 bis 1930 war er Mitglied des Verwaltungsrates des Museums und von 1919 bis zur Übergabe der Sammlung an das neu gegründete Museum für darstellende und angewandte Naturkunde im Jahr 1924 ehrenamtlicher Kurator von dessen mineralogisch-paläontologischer Sammlung.

Das Deutsche Archäologische Institut ernannte ihn 1928, die Wiener Prähistorische Gesellschaft 1934 und die Wiener Anthropologische Gesellschaft 1935 zum korrespondierenden Mitglied.

Von 1939 bis 1945 leitete Hell die „Arbeitsgemeinschaft für Vor- und Frühgeschichte“ im Gauschulungsamt, einer Einrichtung der NSDAP. Von 1941 bis 1945 war Hell „nebenamtlicher Gaupfleger der Bodenaltertümer im Reichsgau Salzburg“. 1942 ernannte ihn Gauleiter Gustav Adolf Scheel zu seinem „Beauftragten für Vor- und Frühgeschichte (Bodendenkmalpflege) im Reichsgau Salzburg“.

Ab 1949 war er „ehrenamtlicher Landespfleger für die Bodenaltertümer des Landes Salzburg“. Hell erhielt zahlreiche weitere Ehrungen, darunter Ehrendoktorate der Universitäten München und Wien (DANNER, 2020: 607–629).

## Naturwissenschaftliche Interessen und Ausbildung

Über seine naturwissenschaftlichen Interessen berichtete Hell in seinem Lebenslauf aus dem Jahr 1933:

*„Den Sinn für Naturwissenschaften und Geschichte weckte mein Vater, ein Lehrer [...], schon frühzeitig. [...] Als warmer Natur- und Heimatfreund lehrte er mich scharfe Naturbeobachtung und die Achtung vor den Resten der Vergangenheit. Besonders anregend wirkte auf mich die reiche Naturaliensammlung der Schule in Liefering, die mein Vater angelegt hatte. [...] Unter all diesen Dingen waren es besonders die Mineralien, verschiedenen Kristallformen und Versteinerungen, die mich schon als Junge stundenlang fesselten und den Wunsch rege werden ließen, selbst einmal solche Herrlichkeiten finden zu können.*

*So begann ich denn schon in der Volksschule unter Anleitung meines Vaters die in der Umgebung Salzburgs am leichtesten erreichbaren Versteinerungen der Trias- Jura- und Kreideformation sowie des Tertiärs zu sammeln. Durch Unterstützung des verdienten Salzburger Geologen Dr. h. c. Eberhard Fugger, den ich an der Oberrealschule zum Lehrer hatte, vertiefte sich diese Sammeltätigkeit bald zum Studium, das ich in Wien während der Hochschuljahre unter Prof. Dr. Franz Toula an der Technik und Prof. Dr. Ernst Kittl am Naturhistorischen Hofmuseum fortsetzte. Ich hatte auf diese Weise das Land Salzburg paläontologisch eingehend kennen gelernt und eine eigene Sammlung angelegt. Neben Paläontologie betrieb ich auch das Studium der allgemeinen Geologie, das ich seither fortsetzte und auch nach der technischen Seite vertiefte. Ich kam so in die Lage, geologisch Gutachten zu erstatten, wie dies nicht nur privat, sondern im Dienste der Landesregierung gelegentlich der Fall ist.“ (HELL, 1933).*

Laut Meldungsbuch der k. k. Technischen Hochschule in Wien besuchte Hell unter anderem folgende Lehrveranstaltungen im Bereich der Paläontologie und Geologie: im Wintersemester 1904/05 „Einführung in die Paläontologie“, im Sommersemester 1905 „Praktische Geologie“ und im Wintersemester 1905/06 wieder „Einführung in die Paläontologie“, jeweils von Privatdozent Ernst Kittl (1854–1913), im Wintersemester 1905/06 und im Sommersemester 1906 Geologie I. und II. Teil im Ausmaß von vier bzw. sechs Wochenstunden von Professor Franz Toula (1845–1920) (HELL, 1903–1911).

## Höhlenforschung

Zu seinen Höhlenforschungen bemerkte Hell im Jahr 1933:

*„Schon durch E. Fugger, der als Höhlenforscher Grundlegendes leistete, wurde ich auch auf die Höhlenforschung verwiesen. Und als mein Freund Alexander von Mörk im Jahre 1910 mit seiner bahnbrechenden Tätigkeit auf diesem Gebiete einsetzte, zählte ich zu seinen ersten Mitarbeitern und machte mit ihm zahlreiche Höhlenbefahrungen. Bei der Gründung der ‚Sektion Salzburg des Vereines für Höhlenkunde in Oesterreich‘ am 10. August 1911 war ich als Mitstreiter und Gründungsmitglied beteiligt.“ (HELL, 1933).*

Im Oktober 1910 unternahm Hell mit Alexander von Mörk (1887–1914) Touren in die Schellenberger Eishöhle (Höhlenkataster-Nr. 1339/26) und in die Kolowrathhöhle (1339/1) im Untersberg, am 2. November 1910 zusammen mit Mörk, Hans Reinl (1880–1957) und Martin Knoll (1888–1937) in den Scheibenkaserschacht (1339/38), den Mörk „Reinlschacht“ nannte, im Untersberg (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1911–1913; HELL, 1911a: 137–138).

Über die Höhlentour auf dem Untersberg am 2. November 1910, die eigentlich eine neu entdeckte Eishöhle, vermutlich die Naturfreundehöhle (1339/34), zum Ziel hatte, berichtete Hell auf humorvolle Weise in seinem Artikel „Vergeliche Höhlensuche“. Dabei schilderte er ausführlich die mitgenommene Ausrüstung:

*„Zu ernsthafter Höhlenforschung [...] gehört eine umfangreiche Liste von mitzutragendem Rüstzeug.*

*Da in der zu befahrenden Höhle voraussichtlich ‚vertikale Schwierigkeiten‘ der Tiefe nach sich bieten konnten, waren mindestens zwei Seile nötig, eine Anzahl geschmiedeter, massiver Ringhaken, die, ins Eis getrieben, oft die einzigen verlässlichen Fixpunkte zum Abseilen bieten müssen, ein Beil zum Eintreiben der Haken, mindestens 100 m Rebschnur zum Auswechseln der Seile, Steigeisen, Pickel; Strickleitern sind natürlich sehr erwünscht. Besonderen Bedacht erheischt die Beleuchtungsfrage; solide Azetylenlaternen, genügend Karbid im Vorrat, Kerzen, reichlich Zündmaterial, Magnesium und Blitzlichtsätze zum Photographieren. Zur Höhlenaufnahme: Bussole, Meßband, Krokisblätter, Thermometer und eine leistungsfähige Kamera. Auch die Proviantfrage bitte ich nicht zu vergessen: Kocher usw. Bezüglich der Bekleidung sei nur eine Erfahrung mitgeteilt; wer das erstmal in schickem Touristenkostüm eine solche Tiefenfahrt machte, zieht zur zweiten Tour (falls er überhaupt noch eine solche macht), wenn nicht schon einen Kanalräumeranzug, so doch sonst irgend eine schützende Haut über seinen Wanderflaus.*

*Daß all diese Kleinigkeiten, deren vorstehende Aufzählung ein Minimum darstellt, das im Einzelfalle stets überschritten wird, den Rucksack zu einem fühlbaren ‚Binkler!‘ gestalten, erscheint genügend motiviert.“ (HELL, 1911a: 136).*

## Aktivitäten im Verein für Höhlenkunde

Bei der konstituierenden Versammlung der Sektion Salzburg des Vereines für Höhlenkunde in Österreich-Ungarn am 10. August 1911 (Abb. 2) übernahm Hell das Amt des Schriftführers.

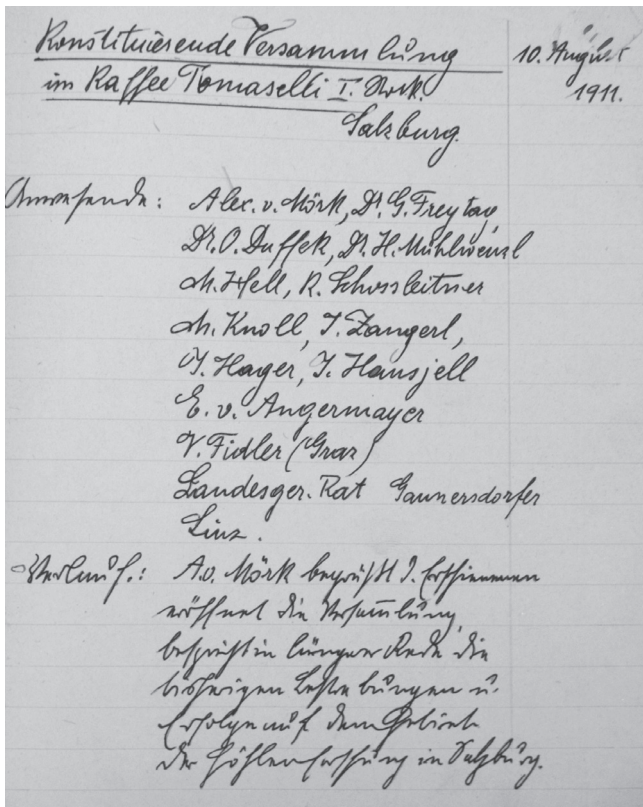


Abb. 2.  
Protokoll der Vereinsgründung (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg).

In der Jahreshauptversammlung der Sektion am 9. Jänner 1913 wurde er als Schriftführer abgelöst und mit der Aufgabe des Archivars betraut. In der Ausschusssitzung vom 29. Juni 1913 übernahm Hell die Stelle des Obmannstellvertreters, in der Ausschusssitzung vom 4. August 1913 die Fundsammlung, damit auch die Knochenfunde aus dem Bärenhorst (1339/2) im Untersberg.

Als Obmannstellvertreter vertrat Hell im Jahr 1914 bis 27. Mai den mehrere Monate lang von Salzburg abwesenden Mörk. Nach dessen Tod am 23. Oktober 1914 folgte Hell Mörk als Obmann nach. Er übte diese Aufgabe bis zum 2. April 1919 aus. Anschließend war er bis 1920 wieder Obmannstellvertreter (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1911–1919; MOROCUTTI, 1986: 30–41).

Als 1919 für die Erschließung der Eisriesenwelt (1511/24) die Gründung einer Eisriesenwelt A.G. geplant war, beabsichtigte die Sektion Salzburg die Abgabe eines Berichtes an den Salzburger Landtag. Mit der Darstellung des finanziellen Projekts wurden in der Ausschusssitzung vom 10. Dezember 1919 Hell und Walther Czoernig-Czernhausen (1883–1945) beauftragt (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1919–1921).

Am 5. und 6. Juli 1919 nahm er zusammen mit seiner Frau Lina und Czoernig-Czernhausen an einer von Gustav Freytag (1881–1947) geleiteten Expedition auf das Untersbergplateau teil, deren Zweck „Geologische Studien u. Rekonstruktion einiger Plateauhöhlen“ waren (FREYTAG, 1919). In der Ausschusssitzung vom 13. Oktober 1920 erklärte Hell seinen weitgehenden Rückzug von seinen Vereinsfunktionen: „Ing. Hell wird aus dem aktiven Ausschuss ausscheiden u. in den erweiterten Ausschuss als Beisitzer gewählt werden (Leiter der geolog.-palaeontolog. Ange-

legenheiten, Exponent der Höhlendüngeaktion).“ (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1919–1921; MOROCUTTI, 1986: 47).

Nachdem als Erwiderung auf einen Zeitungsartikel über die Gründung der „Gesellschaft für Höhlenkunde in Salzburg“ der Verein für Höhlenkunde einen Artikel veröffentlichten ließ, in welchem alle Ausschussmitglieder genannt waren, erklärte Hell seinen Austritt aus dem Verein, weil er diesen Artikel nicht zu lesen bekommen hatte. Daraufhin bat ihn der Ausschuss, seine Ausschussstelle wieder anzunehmen (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG, 1921–1923: 27.09.1921).

Vorträge und Exkursionen Hells dienten der Schulung der Höhlenforscher im Bereich der Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte. Bei der außerordentlichen Vollversammlung am 7. Oktober 1911 war ein Vortrag Hells über „Die Höhlen als Hort urzeitlicher Tiere und Menschen“ vorgesehen, der dann wegen der fortgeschrittenen Zeit unterblieb (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, 1911–1919) und bei der Jahresvollversammlung im Jänner 1912 nachgeholt wurde (ANONYM, 1912). Bei der Jahresvollversammlung am 3. Jänner 1913 gab Hell, „unterstützt durch Skizzen, Karten und Profile“, einen „Ueberblick über den geologischen Aufbau der Erdrinde mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse Salzburgs“ (ANONYM, 1913c).

1919 hielt er mehrere geologische Vorträge (ANONYM, 1920). 1934 sprach Hell vor dem seit 1921 in Verein für Höhlenkunde in Salzburg umbenannten Verein über „Die Kultur der Altsteinzeit (Paläolithikum) mit besonderer Berücksichtigung des Alpengebietes“ (ANONYM, 1934; HELL, 1934a). 1935 veranstaltete er für die Mitglieder des Vereins für Höhlenkunde in seiner Wohnung einen sechsteiligen Vortragszyklus über die Vor- und Frühgeschichte und die Römerzeit im Land Salzburg, den er als „urgeschichtliches Praktikum“ bezeichnete (HELL, 1907–1975: 01.03.1936).

Am 4. Jänner 1935 hielt Hell vor dem Verein für Höhlenkunde einen „Vortrag über Geologie, Höhlenbären, Funde und die wahrscheinliche Anwesenheit des Eiszeitmenschen“ in der von ihm im Herbst 1934 erforschten Schlenkendurchgangshöhle (1525/20) (HELL, 1907–1975: 04.01.1935).

Der Vortrag Hells am 4. Februar 1947 vor dem nun Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg genannten Verein war dem Hellbrunnerberg gewidmet (HELL, 1907–1975: 04.02.1947). Am 7. Juni 1950 hielt Hell im Höhlenverein einen Vortrag über „Salzburgs Geologie im Bezuge auf die Höhlenforschung“ (ANONYM, 1950) (Abb. 3).

An die geologischen Vorträge schloss Hell zu Ostern 1918 eine Exkursion an (ANONYM, 1920). 1919 leitete Hell eine geologische Exkursion in die Glasenbachklamm (ANONYM, 1919). Im Anschluss an die Vortragsreihe über die Vorgeschichte unternahm er mit den Höhlenforschern am 1. März 1936 eine Exkursion auf den Rainberg (HELL, 1907–1975, 01.03.1936).

Auch nach Hells Rückzug aus der aktiven Mitarbeit im Verein gab es weiterhin Kontakte zum Verein, wie auch die Vorträge zeigten. Als beim Bau des Tunnels durch den Ofenauerberg für die Reichsautobahn 1942 eine Höhle aufgeschlossen wurde, traf Hell Vorsorge, dass der Verein zur Erforschung eingeladen wurde (DANNER, 2017: 80). Gelegentlich untersuchte er Keramikscherben, die Mitglieder des Vereins in Höhlen gefunden hatten (HELL, 1907–1975: 30.04.1949; ABEL, 1961: 221).



Abb. 3. Martin Hell bei einem Vortrag im Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg im Jahr 1950 (Naturhistorisches Museum Wien, Archiv der Karst- und höhlenkundlichen Arbeitsgruppe, Nachlass Gustave Abel).

Aus Anlass der 40jährigen Bestandsfeier verlieh der Verein 1951 seinem Gründungsmitglied Hell „in dankbarer Anerkennung 40-jähr. treuer Mitarbeit an den Vereinszielen“ das Goldene Ehrenzeichen (Abb. 4).

1952 ernannte ihn der Verein „wegen seiner besonderen Verdienste um Führung und wissenschaftlicher Förderung des Vereines“ zum Ehrenmitglied (Abb. 5). Die Urkunde wurde ihm am 9. Jänner 1953 zusammen mit einem Gemälde des Malers Franz Jung-Ilsenheim (1883–1963) überreicht (HELL, 1953). Am 10. August 1961 schickten ihm Vereinsmitglieder aus Anlass der „50 Jahr-Gedenkstunde an Vereinsgründung im Café Tomsaselli“ eine Postkarte, die auch von einem weiteren Gründungsmitglied, Erwin Angermayer-Rebenberg (1888–1963), unterzeichnet war (Abb. 6).

1955 kam es zu einem Zerwürfnis mit dem Verein, weil sich Hell, der sich „als wissenschaftlicher Exponent des Vereines“ ansah, vom Verein hintergangen fühlte, als das Bundesdenkmalamt den Paläontologen Kurt Ehrenberg (1896–1979) mit Ausgrabungen in der Schlenkendurchgangshöhle beauftragte (HELL, 1955a, b). Daran konnte auch die Klarstellung des Vereins, dass dieser mit dem Bundesdenkmalamt nur in der Angelegenheit der Unterschutzstellung der Höhle Kontakt hatte (LANDESVEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG, 1955), nichts ändern (HELL, 1955b).



Abb. 4. Verleihung des Goldenen Ehrenzeichens durch den Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Salzburg Museum, FB Archäologie, Archiv).

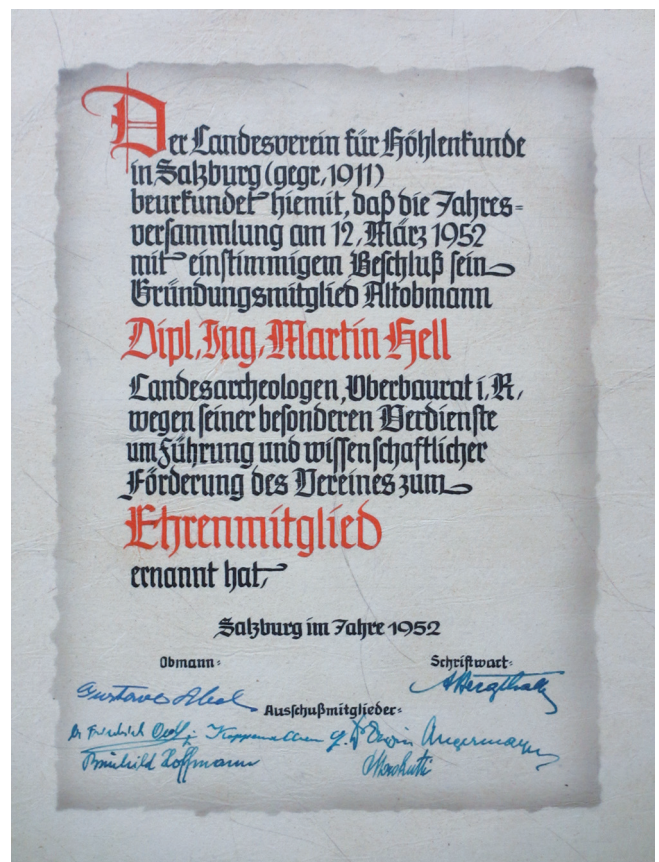


Abb. 5. Verleihung der Ehrenmitgliedschaft durch den Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Salzburg Museum, FB Archäologie, Archiv).



Abb. 6. Karte anlässlich der 50 Jahr-Gedenkstätte des Landesvereins für Höhlenkunde in Salzburg (Salzburg Museum, FB Archäologie, Archiv).

Hell stellte 1933 zu seiner Tätigkeit als Höhlenforscher fest: „Alles in allem darf ich meinen Anteil an der salzburgischen Höhlenforschung als wesentlich und grundlegend bezeichnen. Abgesehen von vielerlei Höhlenbefahrungen und fachpublizistischer Tätigkeit sind es viele Anregungen und Ratschläge, die in den Arbeiten meines Freundes A. v. Mörk mit zum Ausdruck gekommen sind und steht auch die Arbeit des Höhlenvereines in Salzburg besonders im ersten Jahrzehnt seines Wirkens weitgehend unter meinem Einfluß, wobei ich stets auf die Notwendigkeit wissenschaftlicher Beobachtung und Arbeit neben reiner Pioniertätigkeit und topographischer Behandlung hingewiesen habe.“ (HELL, 1933).

Aus Anlass der Feier des 60jährigen Bestandes des Vereins stellte Hell fest: „Meine Teilnahme an der Höhlenforschung und am Vereinsleben war damals ziemlich rege, wobei mir am Herzen lag, in die Forschung neben Pionierarbeit auch eine wissenschaftliche Komponente zur Geltung zu bringen und die literarische Tätigkeit zu fördern. Vorträge über Geologie und Urgeschichte sollten das Interesse am Aufgabenkreis erweitern.“ (HELL, 1971b).

Das Nachlassen seiner Forschungen im Bereich der Höhlenkunde erklärte Hell 1933 mit seiner starken dienstlichen Inanspruchnahme, die zur Folge hatte, dass seine Freizeit vor allem durch vorgeschichtliche Forschungen in Anspruch genommen wurde (HELL, 1933, 1971b).

Einigen seiner frühen Höhlenkameraden blieb Hell zeit seines Lebens verbunden. So schenkte er wenige Tage vor seinem Tod Robert Oedl (1898–1978), der während des Krieges Hells prähistorische Sammlung in seinem Zementbergwerk aufbewahrt hatte, seine Briefmarkensammlung aus der Zeit um 1900, einen türkischen Dolch und einen aztekischen Becher, und er kündigte ihm an, dass eine römische Amphore, die Hell aus dem Nachlass von Walther Czoernig-Czernhausen erhalten hatte, Oedl zukommen sollte (HELL, 1907–1975: 12.01.1975).

### Eisriesenwelt

Als 1920 Gustav Freytag, der Obmann der Sektion Salzburg des Vereins für Höhlenkunde in Österreich, vorschlug, die Eisriesenwelt durch die Gründung einer Aktiengesellschaft unter Heranziehung ausländischen Kapitals zu erschließen, standen andere Ausschussmitglieder, darunter

Hell, „auf dem Standpunkt dass eine solche Gesellschaftsgründung darauf hinaus liefe, die Höhle fremden Händen auszuliefern, ohne jede Möglichkeit für die Forscher oder den Verein[,] eine entsprechende Einflussmöglichkeit zu sichern. Sie wollten einen Ausbau nach Tunlichkeit mit eigenen Kräften, sollte dieser auch längere Zeit benötigen.“ Sie arbeiteten dann „prinzipiell und ausschliesslich“ umsonst an diesem Vorhaben mit. „Dies gilt sowohl für die Beaufsichtigung der Bauarbeiten und die Buchführung als auch für manuelle Arbeiten, angefangen vom Schotterfahren mit der Karre bis zum Sprengen.“ (OEDL, 1948).

Ab der Gründung der Eisriesenwelt Ges.m.b.H. im Jahr 1929 war Martin Hell ebenso wie weitere Mitglieder des Vereins für Höhlenkunde in Salzburg Gesellschafter dieser Kapitalgesellschaft, die von den Österreichischen Bundesforsten den Grund pachtete, in dem sich die Eisriesenwelt befand, und dort den Schauhöhlenbetrieb führte (DANNER, 2017: 112).

## Speläologische Forschungen

### Erstbefahrungen in Höhlen

Bei folgenden Erstbefahrungen von Höhlen und in Höhlen war Hell beteiligt:

am 1. Oktober 1910 in der Fuggerhalle in der Schellenberger Eishöhle zusammen mit Mörk (MÖRK, 1910a), am 11. Oktober 1910 in der Richterгалerie in der Kolowrat-

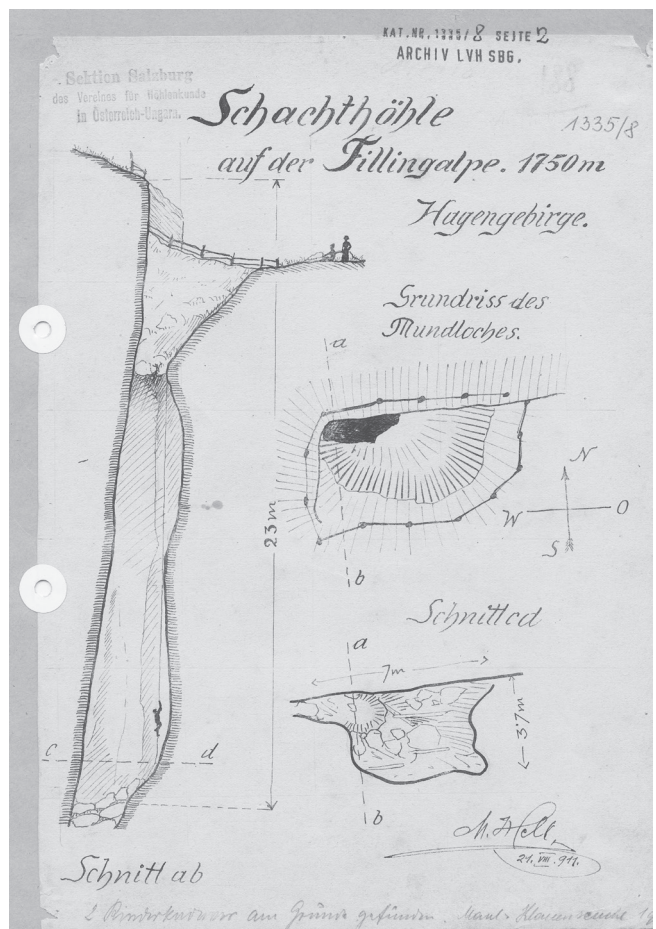


Abb. 7. Fielingeralmschacht, Plan von Martin Hell (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Höhlenkataster, Nr. 1335/8).



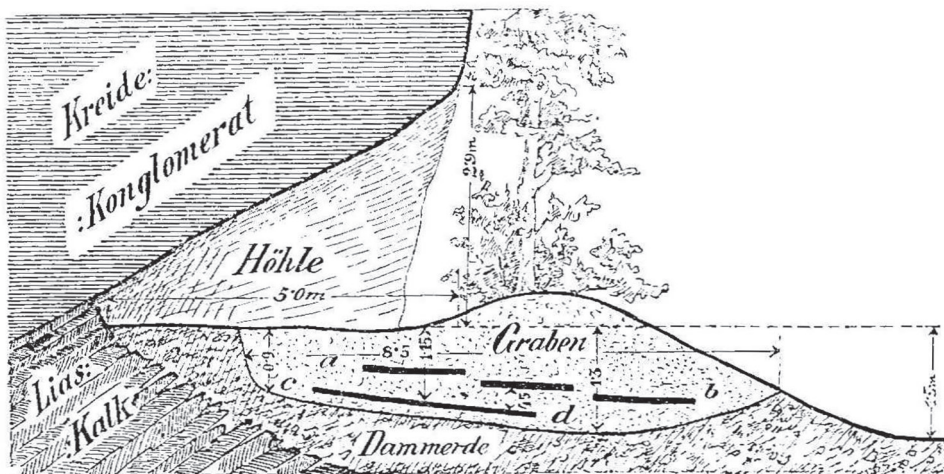


Abb. 8.  
Längsschnitt durch das Zigeunerloch (nach HELL, 1909: 208, Abb. 11).

höhle mit Mörk (MÖRK, 1910b), am 2. November 1910 im Scheibenkaserschacht mit Mörk, Reindl und Knoll (HELL, 1911a), am 2. Juli 1911 im Schacht bei der Mittagsscharte (1339/24) und im Kübelschlund (1339/25) mit Mörk und Rudolf von Saar (1886–1963) (MÖRK, 1911; VEREIN FÜR HÖLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1911–1913: 02.07.1911), am 20. August 1911 im Fielingeralmschacht (1335/8) (Abb. 7) mit Knoll und seiner Braut Karoline (Lina) Hamberger (ANONYM, 1911b), am 6. April 1912 im Erdkeller bei Werfenweng (1511/69) mit Gustav Freytag (HELL, 1912, 1913c).

Am 1. Februar 1947 war Hell an der ersten Erforschung der von Hermann Gruber (1888–1951) entdeckten Wandhöhle in Hellbrunn (1352/7) beteiligt. Seine Beschreibung, die nicht veröffentlicht wurde, zeigt den Blick des Geologen:

*„Die neu entdeckte Höhle liegt auf der Ostseite, etwa in Längsmittte des Berges ca 25 m hoch über Tal am Fuß der Wand. Sie hat 3 Eingangslöcher, folgt der Schichtfläche des Berges und ist bis 1 m hoch. Für Besiedlung nicht geeignet. Boden geneigter Fels. Ca 10 m lichtweit. Sie ist anscheinend an der Kontaktfläche zwischen dem liegenden Gosaukonglomerat und dem hangenden Interglazialkonglomerat angelegt durch seitliche Auswaschung.*

*Die Kluft im Stollen spricht für ein Absitzen des hangenden Konglomerates in nordwestlicher Richtung, das ist nach der Fallrichtung des liegenden Gosaukonglomerates.“* (HELL, 1907–1975: 01.02.1947).

### Archäologische Ausgrabungen in Höhlen

Die archäologischen Ausgrabungen Hells in Höhlen betreffen in der Regel Halbhöhlen oder kleine Höhlen und waren durch seine vorgeschichtlichen Interessen bestimmt. Das galt bereits für die Ausgrabung der Wohnhöhle in Elsbethen (1526/9) im Jahr 1909 (HELL, 1909), die am Beginn von Hells vorgeschichtlichen Forschungen stand (Abb. 8, 9). Es folgten Grabungen in der Mühlgrabenhöhle (1336/18) 1922 (HELL, 1922: 154–160) (Abb. 10), in der Höhle am Hellbrunnerberg, die nach Hell Martin-Hell-Abri genannt wurde (1352/8), 1945 (HELL, 1951: 59–61; 1974), im Kühloch bei Saalfelden (1331/3) 1947 (HELL, 1951: 58–59) (Abb. 11), in der Höhle beim Steintheater in Hellbrunn (1352/13) 1949 (HELL, 1907–1975: 13.09.1949; HELL, 1949) (Abb. 12), unter dem Felsdach am Pass Lueg (1511/147) (HELL, 1951: 56–57; HELL & MOOSLEITNER, 1980/81) (Abb. 13) und in der inzwischen durch den Autobahnbau zerstörten Halbhöhle

im Adneter Riedl (1525/-) in den späteren 1960er Jahren (HELL, 1966–70). Bei diesen Grabungen kamen Funde von der Mittelsteinzeit bis zum Mittelalter zutage.

Hells Frau Lina war an der Grabung des Münchner Prähistorikers Ferdinand Birkner (1868–1944) im Kuhloch bei Zill (1336/17) im Jahr 1921 beteiligt (HELL, 1921a; 1921/22;



Abb. 9.  
Zigeunerloch (Foto: Peter Danner).



Abb. 10.  
Mühlgrabenhöhle (Foto: Peter Danner).



Abb. 11.  
Kühloch bei Saalfelden (Foto: Peter Danner).



Abb. 12.  
Höhle beim Steintheater (Foto: Peter Danner).



Abb. 13.  
Halbhöhle am Pass Lueg (Foto: Peter Danner).

1922: 160–161; 1951: 57) und fand im Schatzloch am Georgenberg (1524/12) (HELL, 1951: 56) und im Umkreis der „kleinen Grotte“ neben dem Steintheater in Hellbrunn (1352/13) (HELL 1907–1975: 13.09.1949) prähistorische Tonscherben.

Ohne Ergebnis blieben Hells Ausgrabungen in den Uferhöhlen bei Puch (1526/11) 1910 (CZOERNIG-CZERNHAUSEN, 1926: 45) (Abb. 14) und im Nixloch bei Fuschl (1532/1) im Jahr 1911 (HELL, 1924/25c; 1971c) (Abb. 15).

Auf Hells Anregung untersuchten am 21. August 1952 Mitglieder der von Hell geleiteten Arbeitsgemeinschaft für Vor- und Frühgeschichte eine Höhle nahe der Vierkaser auf dem Untersberg (1511/-) und brachten ihm dort gefundene Keramikscherben zur Bestimmung (HELL, 1907–1975: 24.08.1952).

Ein wichtiges Anliegen war Hell der Nachweis der Anwesenheit von Menschen im Land Salzburg in der Altsteinzeit.

Über die „Voruntersuchung des Geländes für eine eventuelle Grabung“ im Nixloch berichtete Hell in seinem Bericht vom 6. August 1911: *„Die Erfolglosigkeit unserer Grabung soll aber die tatsächlich große Wahrscheinlichkeit diluvialer Fundmöglichkeit nicht beeinträchtigen, im Gegenteil! [...] In der Zeit der Gletscherrückgänge, also am Beginn der Zwischeneiszeiten schon wurde dieses Gebiet eisfrei, d. h. wohnmöglich. All diese Umstände im Zusammenhange ergeben einen hohen Grad der Wahrscheinlichkeit, daß eine tiefer greifende Grabung, diluviale Tierreste, wenn nicht gar paläolithische Funde zu Tage fördern würde.“* (HELL, 1911b, 1971c).

Unter deutlich schwierigeren Bedingungen als bei den talnahen Klein- und Halbhöhlen fanden 1913 unter der Leitung Hells die Ausgrabungen im Bärenhorst auf dem Untersberg (HELL, 1971b; KLAPPACHER, 2011a: 14) und 1934 in der Schlenkendurchgangshöhle (HELL, 1907–1975: 14.10.–01.11.1934; HELL, 1934c) statt, bei denen zahlreiche Knochen von Höhlenbären geborgen wurden (Abb. 16). Hell bemerkte zum Bärenhorst: *„Schon bei meiner Erstarbeit am Bärenhorst am Untersberg im Jahre 1913 war es mein Bestreben, das alpine Paläolithikum auch in Salzburg nachzuweisen.“* (HELL, 1971b). Auch der deutsche Prähistoriker Hugo Obermaier (1877–1946), der in der Nacht vom 1. zum 2. September 1913 unter der Führung von Hell den Bärenhorst besuchte, konnte keine Spuren von Menschen feststellen (HELL, 1913d). Dagegen behauptete der Grazer Höhlenforscher Hermann Bock (1882–1969), der am 11. und 12. Oktober 1913 zusammen mit Salzburger Höhlenforschern den Bärenhorst untersucht hatte, es sei eine Siedlung der älteren Steinzeit im Bärenhorst gefunden worden (BOCK, 1913).

Daraufhin ließ die Sektion Salzburg – offenbar auf Betreiben von Hell – eine Richtigstellung veröffentlichen: *„Begrifflicherweise wurde bei den bisherigen Grabungen im Hinblick auf diese, immerhin vorhandene Möglichkeit, mit besonderer Sorgfalt nach Anhaltspunkten gesucht. Die Ergebnisse der derzeit bis in 3 Meter Tiefe gediehenen Grabungen – von fachmännischer Seite wurden an Ort und Stelle Untersuchungen angestellt – lieferten jedoch nicht den geringsten Hinweis, die einen berechtigten Schluß auf die Anwesenheit des Menschen im Bärenhorst zur älteren Steinzeit gestatten würde.“* (ANONYM, 1913b).

1914 plante die Sektion Salzburg weitere Ausgrabungen im Bärenhorst (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1911–1919: 27.05.1914). Wegen des Ausbruchs des Ersten Weltkriegs konnte dieses Vorhaben nicht verwirklicht werden.



Abb. 14.  
Uferhöhlen bei Puch (Foto: Peter Danner).



Abb. 15.  
Nixloch bei Fuschl (Foto: Peter Danner).

Später bemerkte Hell: „Die Untersuchungen im ‚Bärenhorste‘ am Untersberge [...] sind noch nicht soweit fortgeschritten, als daß ein abschließendes Urteil in dem oder jenem Sinne möglich wäre. Jedenfalls sind die dort gefundenen, spitzen- und spatelförmigen Knochenstücke mit starker Kantenrundung keine Artefakte, sondern durch natürliche Abrollung entstanden.“ (HELL, 1924: 46–47).

Hell hoffte aber auch später noch, dass der Nachweis der Anwesenheit von Menschen in der Altsteinzeit in dieser Höhle geliefert werden kann (HELL, 1968: 37).

Im Oktober und November 1934 führte Hell zusammen mit Mitgliedern des Vereins für Höhlenkunde an mehreren Tagen Ausgrabungen in der Schlenkendurchgangshöh-



Abb. 16.  
Bärenhorst im Untersberg, 1913. Unten von links: Hermann Rihl, Martin Hell, „Vereinsgräber“ Feuerstein; oben von links: Alexander von Mörk, Erwin von Angermayer-Rebenberg (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg).



Abb. 17.  
Schlenkendurchgangshöhle (Foto: Peter Danner).

le (Abb. 17) durch (HELL, 1907–1975: 14.10.– 01.11.1934; 1934c, 1955a).

Zu den Funden vom 14. Oktober 1934 stellte er nach der Bestimmung der geborgenen 110 Knochen und Zähne fest: „10 Stück Knochen mit gut gerundeten Enden, teils spitz, teil[s] spatelförmig, Kantenrundung, ‚Rollung‘ ist an Knochenstücken mehrmals zu bemerken. Die Rundungen mancher Stücke sind bemerkenswert wegen möglicher, künstlicher Erzeugung. Die Bewohnbarkeit der Höhle in interglazialer Zeit wäre möglich. Sehr wichtig der Lehmhorizont als Spur der Würmeiszeit durch Einstau von Gletscherwasser. Gute Entsprechung dieser Lehmschicht mit Schweizer Höhlen, die interglazial bewohnt waren.“ (HELL, 1934c: 66–67).

Bei der Ausgrabung am 14. Oktober 1934, an der eine größere Anzahl von Mitgliedern des Vereins für Höhlenkunde beteiligt war, kamen 459 Funde zutage. Zu möglichen Artefakten stellte Hell fest:

„An ‚gerollten‘ Knochen: 30 Stück, 16 %.

*Hornstein:* Beim Waschen daheim an einem Knochen gefunden, grauer Silex, schaberartig mit Steilretuschen. Anscheinend Artefakt.“ (HELL, 1934c: 68).

Zu den am 27. und 28. Oktober 1934 gefundenen Knochen bemerkte Hell:

„58 Knochen, also ca. 30 % sind ‚gerollt‘.

*Hornstein.* Schaberförmiges Stück aus grauem Hornstein. Anscheinend Artefakt.“ (HELL, 1934c: 69).

Bei der Ausgrabung am 31. Oktober und 1. November 1934 wurden in einem Grabungsbereich 263 Knochen gefunden, darunter 18 „gerollte“, also 8 %. Unter den 57 in einem anderen Grabungsbereich geborgenen Knochen waren 9 Stück, also 16 % „gerollt“, von den 528 Knochen eines dritten Grabungsbereiches 78 Stück, also 15 %. „Darunter 6 Stück von stark künstlich beeinflusster scheinender Form. Die Anwesenheit des paläolithischen Menschen in der Höhle ist von größter Wahrscheinlichkeit.“ (HELL, 1934c: 69–70).

Hell veröffentlichte nie die Ergebnisse seiner Grabungen in der Schlenkendurchgangshöhle, offenbar, weil er durch

weitere Grabungen bessere Nachweise für die Anwesenheit von Menschen in der Altsteinzeit finden wollte. Bei der Einschätzung seiner Funde blieb Hell vorsichtig: „Von dort stammen eine Anzahl gerundeter Höhlenbärenknochen von werkzeugartiger Form und ein paar Hornsteine mit schlagspurenähnlichen Absplitterungen. Wenn diese wenigen Reste auch nicht die volle Sicherheit für ihre Herkunft aus Menschenhand bieten können, so ist die Wahrscheinlichkeit dafür sehr groß, daß wir diesen Abschnitt der Altsteinzeit im Gau schon vertreten haben.“ (HELL, 1939).

Von Walther Czoernig-Czernhausen im Jahr 1935 angelegte weitere Ausgrabungen in der Schlenkendurchgangshöhle durch Hell in Zusammenarbeit mit dem Verein für Höhlenkunde in Salzburg kamen nicht zustande (DANNER, 2020: 633–634).

1939 bewilligte das Ministerium für innere und kulturelle Angelegenheiten auf Antrag von Eduard Paul Tratz (1888–1977), dem Leiter des „Hauses der Natur“, eine Subvention von 2.000 Reichsmark für Grabungen in Höhlen des Untersberges und in der Schlenkendurchgangshöhle unter der Bedingung, dass diese im Einvernehmen mit Hell durchgeführt werden. Auch der Verein für Höhlenkunde wollte sich unter der „Oberleitung“ von Hell daran beteiligen (DANNER, 2020: 633). Diese Vorhaben wurden nicht verwirklicht. Jahrzehnte später wurden von anderen Forschern altsteinzeitliche Artefakte in der Schlenkendurchgangshöhle nachgewiesen (HELL, 1971a; EHRENBERG, 1974).

#### **Paläontologische und zoologische Forschungen in Höhlen**

1913 war Hell an der Bergung von Knochen von Höhlenbären im Bärenhorst am Untersberg in der Nähe von Salzburg beteiligt und bestimmte und präparierte die Knochen zusammen mit Ernst von Angermayer-Rebenberg (HELL, 1913b).

Am 17. August 1913, im Zuge seiner Vorbereitungen für die „Salzburger Höhlenschau“ schrieb Hell an Eberhard Fugger (1842–1919), den Direktor des Städtischen Museums Carolino Augusteum, der viele Exponate für die Ausstellung zur Verfügung stellte: „Unser Knochenmaterial wächst zusehends. War vorgestern mit Mörk und 4 Arbeitern oben; fanden einen ganzen Beckengürtel. Den bisher einzigen Schädel hab ich eben in der Arbeit. Leider ist er stark fragmentär. Das Hinterhaupt ist von der occipital-crista bis zu den Zitzenfortsätzen komplett und zeigt[,] daß der Schädel bedeutend größer ist wie der in d. Schwarzsammlung. Die Frontalpartie ist wieder soweit vorhanden[,] daß man den steilen Stirnwinkel sieht und die Augenhöhlenweite, beide Oberkiefer sind da, mit ansetzenden Jochbeinen und -Bogen, dann ist wieder nichts da bis auf ein Stück Schnauze. Das Montieren dieser verbindungslosen Bestandteile – Hinterhaupt, Stirn, und Schnauze – ist eine heikle Arbeit[.]“ (HELL, 1913a).

Nach einem Ersuchen von Ferdinand Birkner, der von Knochenfunden in der Schellenberger Eishöhle im Untersberg erfahren hatte, untersuchte Hell am 8. November 1925 diese Höhle und identifizierte die Knochen als Tierknochen (HELL, 1907–1975: 08.11.1925).

1925 befasste sich Hell mit den Höhlenbärenknochen, die das Naturkundemuseum, das später „Haus der Natur“ genannt wurde, in der Torrener Bärenhöhle (1335/1)

bergen lassen hatte. „Doch ergibt sich nach Zählung der linken Unterkiefer, daß 98 Höhlenbären durch das geborgene Knochenmaterial repräsentiert erscheinen. Alle Altersstufen vom Jungbären bis zum ausgewachsenen alten Tier sind vertreten. Daneben eine große Anzahl Unterkiefer mit den wuchtigen Eckzähnen. Bemerkenswert sind die Callusbildungen an mehreren Knochen; starke krankhafte Knochenwucherungen; die von ‚Höhlengicht‘ herrühren, wie sie Rudolf Virchow nannte. Die Krankheit befiel besonders die Metapodien, Phalangen und Wirbel. Interessant ist auch ein Penisknochen, der im vorderen Längendrittel einen vollkommen verheilten Bruch bei seitlicher Aneinanderlegung der Bruchstümpfe zeigt. Außer dem Höhlenbären ließ sich bisher nur ein Unterkiefer eines eiszeitlichen Wolfes nachweisen.“ (HELL, 1925a).

1934 bestimmte Hell mehrere hundert Tierknochen, die bei seinen Ausgrabungen in der Schlenkendurchgangshöhle zutage gekommen waren und fast ausschließlich Höhlenbären angehörten (HELL, 1934c).

### Höhlendüngeraktion

In der Ausschusssitzung der Sektion Salzburg des Vereins für Höhlenkunde in Österreich vom 7. Oktober 1919 sprach Rudolf Willner (1878–1926) über die Pläne der Höhlendüngeraktion des Staatsamtes für Land- und Forstwirtschaft. Diese hatte das Ziel, in Höhlen phosphathaltige Ablagerungen als Düngemittel zu gewinnen. Daraufhin bewarben sich Friedrich Mahler (1891–1954) und Hell um Funktionen bei der Höhlendüngeraktion (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1919–1921).

Hell schrieb darüber: „Mit Erlaß der deutsch-österreichischen Höhlenkommission in Wien vom 31. VII. 1919, Zl. 51/H. K. wurde ich eingeladen, die Leitung der staatlichen Höhlenarbeiten zum Zwecke der Gewinnung von Höhlendünger in Salzburg durchzuführen. Ich erklärte mich dazu bereit und führte diese Arbeiten bis zu deren Beendigung im Jahre 1922 durch. Mit einem Gesamtkredit von 113700 Kr[onen]. wurden 63 Höhlen befahren und 168 Proben gezogen[,] die an das staatliche Laboratorium in Mixnitz eingesendet wurden. Mein diesbezüglich geführtes Protokollbuch zählt 240 Korrespondenzstücke.“

Als Mitarbeiter fungierten außer meiner Frau Lina über gelegentliche Einladung Ing. Walter von Czörnig und Dr. Fritz Oedl.“ (HELL, 1933) (Abb. 18). Ein weiterer Mitarbeiter war Gustav Freytag (ANONYM, 1921).

„Über die bezüglichen [...] Forschungen wurden eingehende Berichte über Topographie, geologische Verhältnisse, Art der Ablagerungen, Kubatur, Bringungsverhältnisse etc. an die staatliche Höhlenkommission erstattet, sowie Vermessungen und Grabungen vorgenommen. [...] Nach Maßgabe der bisher vorliegenden chemischen Analyseergebnisse beabsichtigt das Bundesministerium [für Land- und Forstwirtschaft] Aufschließungsarbeiten im Bärenhorst am Untersberg (10,26 Prozent Phosphorsäure) sowie in der Eisriesenwelt vorzunehmen. Der Auffindung phosphathaltiger Ablagerungen wird in den Höhlen des Landes weiter nachgegangen werden.“ (ANONYM, 1921) Die geplanten Aufschließungsarbeiten kamen jedoch nicht zustande. Die Ergebnisse der Analysen wurden 1926 veröffentlicht (GÖTZINGER, 1926: 144–145).

Hell verfasste Aufsätze über einige der untersuchten Höhlen, über die Gamslöcher, den Bärenhorst, die Kolowrat-



Abb. 18. Erwin Angermayer-Rebenberg, Walther Czoernig-Czernhausen, Lilly, Lina und Martin Hell vor der Kolowrathöhle (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg).

höhle (HELL, 1920b) und die Karlshöhle (1339/9) im Untersberg (HELL, 1923a), die Heidenlöcher (2595/1) und die Entrische Kirche (2595/2) im Gasteinertal (HELL, 1921b) (Abb. 19), die Höhlen westlich von Hallein (1336/14–18) (HELL, 1922), die Kroatenhöhle (1335/2) (HELL, 1924/25a), das Wildemandlloch (1524/13) (HELL, 1924/25b) und die Höhlen bei Fuschl (1528/2, 1531/1) (HELL, 1924/25c).

### Speläologische Publikationen

Seit 1911 schrieb Hell Aufsätze und Zeitungsartikel aus dem Bereich der Höhlenkunde (BREITWIESER et al., 1961: 57–66; 1975: 295–296).

Der überwiegende Teil dieser Schriften entstand bis 1926. Seine im Rahmen der Höhlendüngeraktion unternommenen Forschungen sowie Beiträge zu den geologischen Voraussetzungen der Höhlenbildung im Tennengebirge (HELL, 1926b), über die Bärenhöhle im Hagengebirge (1335/1) (HELL, 1925b) und über die Windröhren in Kaltenhausen (1336/20) (HELL, 1934–36) veröffentlichte er in österreichischen und deutschen speläologischen Fachzeitschriften. Für das 1926 erschienene Buch über die Höhlen des Landes Salzburg von Walther Czoernig-Czernhausen (CZOERNIG-CZERNHAUSEN, 1926), das auf eine Anregung Hells zurückgeht (HELL, 1971b), verfasste er einen Beitrag über die Geologie der salzburgischen Höhlen (HELL, 1926a). Bei einigen Beiträgen (z.B. HELL, 1922) verwertete er für das Buch der Expeditionen des Höhlenvereins verfasste Tourenberichte (HELL, 1914).



Abb. 19.  
Entrische Kirche im Gasteinertal. Von links: Hermann Gruber, Walther Czoernig-Czernhausen, Martin Hell, Fritz Oedl. Foto: Theo Rullmann (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg).

Der Aufsatz mit Hells Analyse der Funde der Ausgrabung von Helmut Adler (1919–2002) in einer Halbhöhle bei Unken (HELL, 1964) erschien in einer landeskundlichen Zeitschrift.

Darüber hinaus schrieb Hell zahlreiche Zeitungsartikel, von denen einige einen großen Umfang und durchaus wissenschaftlichen Charakter haben (HELL, 1920a; 1934b). Er verfasste aber auch Artikel populären Inhalts, die das Interesse für Höhlen wecken sollten. Dazu gehören einige Artikel über Höhlen des Untersberges (HELL, 1911a; 1918).

1923 schrieb er über „Das Echo in der Kolowratshöhle“: *„Der beste Platz, es anzusprechen, ist wenige Schritte innerhalb des Höhleneinganges, bevor sich der Steig nach abwärts wendet. Ruft man von hier gegen den Hintergrund der Höhle, so kommt das Echo in vielfacher Verstärkung zurück. Zu geradezu wundervoller Wirkung gelangen hier Lieder oder Arien. Nur mäßig stark in Absätzen gesungen, kommen die Töne mit gewaltiger Kraft und zu hallendem Klange gerundet wie von einer fernen Bühne der Unterwelt aus dem Bergesinnern hervor; ein in dieser schauerlich mystischen Umgebung unvergeßlicher Eindruck, der manches Detail aus den Untersbergsagen begrifflich macht.“* (HELL, 1923b).

### Vorträge und Führungen

Hell hielt nicht nur vor dem Höhlenverein Vorträge. 1914 berichtete er zusammen mit Alexander von Mörk und Erwin von Angermayer-Rebenberg vor der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde über die Forschungen in der Eisriesenwelt (PLOY, 1914).

Am 22. Juni 1935 übertrug Radio Wien einen Vortrag Hells über das Windröhrenfeld in Kaltenhausen (1336/20) (HELL, 1935).

Für die Teilnehmer der Höhlenforschertagung in Salzburg vom 3. bis 6. Juni 1920 veranstaltete Hell eine Führung „in das Salzburger Museum zur Besichtigung der einschlägigen Objekte“ (SCHOSSLEITNER, 1920).

### Höhlenausstellungen und Höhlenmuseumsprojekte

1913 gehörte Hell dem Arbeitsausschuss für die Salzburger Höhlenschau an (ANONYM, 1913a). Wichtige Ausstellungsobjekte waren die Knochen von Höhlenbären aus dem Bärenhorst im Untersberg, an deren Ausgrabung, Bestimmung und Präparierung Hell wesentlich beteiligt war (HELL, 1913b). Außerdem stellte Hell als Leihgabe prähistorische Funde aus der Wohnhöhle in Elsbethen zur Verfügung (SCHOSSLEITNER, 1913).

1914 waren die Planungen Alexander von Mörks für ein Museum für Höhlenkunde in Salzburg, das im Schloss Mirabell untergebracht werden sollte, schon sehr weit gediehen. In der 1. Außerordentlichen Vollversammlung der Sektion Salzburg des Vereins für Höhlenkunde in Österreich-Ungarn am 3. Juni 1914 lehnte die Sektion Mörks Antrag, ein Museum für Höhlenkunde in Salzburg zu errichten, zunächst ab. Es wurde eine Musealkommission zur Klärung der Museumsfrage gegründet, in die auch Hell gewählt wurde. In der 2. Außerordentlichen Vollversammlung am 15. Juni 1914 besprach Hell die Museumsangelegenheit und stellte sie namens der Musealkommission als günstig dar, worauf die Sektion die Errichtung des Museums beschloss (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG, 1911–1919). Wegen des bald darauf ausgebrochenen Ersten Weltkriegs kam das Projekt aber nicht zustande.

1922 wirkte Hell neben Erwin Angermayer-Rebenberg und Walther Czoernig-Czernhausen an der Gestaltung des am 20. August dieses Jahres eröffneten Höhlenmuseums des Landes Salzburg im Schloss Hellbrunn mit (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG, 1920–1940: 05.04.1923).

Als Hell bei einer Tagung der Bundeshöhlenkommission 1921 von der geplanten Errichtung eines staatlichen Zentralhöhlenmuseums hörte, dachte Hell an eine Unterbringung eines Forschungsinstituts für Höhlenkunde mit angeschlossenem Museum in der Hofstallkaserne in Salzburg und teilte diesen Vorschlag der Bundeshöhlenkommission und der Öffentlichkeit mit (HELL, 1921c). Als Leiter dieses Museums war Hell vorgesehen (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG, 1921–1923: 28.11.1921). Nachdem sich das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, dem die Bundeshöhlenkommission untergeordnet war, aus dem Projekt zurückgezogen hatte, verfolgten Eduard Paul Tratz und Erwin Angermayer-Rebenberg 1925 das Ziel, das Höhlenmuseum als Abteilung des „Hauses der Natur“ einzurichten und später zu einem Zentralhöhlenmuseum auszubauen. Als Abteilungsleiter wurden Martin Hell und Erwin Angermayer-Rebenberg vorgeschlagen (TRATZ & ANGERMAYER, 1925). Im „Entwurf zu einem Zentral-Höhlen-Museum in Salzburg“ war Hell als Zuständiger für die Bereiche Geologie und Mineralogie vorgesehen (ANGERMAYER, 1925). An die Bereiche Paläontologie und Vorgeschichte wurde nicht gedacht.

Am 14. September 1925 beschloss der Ausschuss des Vereins für Höhlenkunde in Salzburg nach einem Bericht von Hell die „Schaffung eines Höhlenmuseums als Unterabteilung des Naturkundemuseums unter dem Protektorat des Bundes“. Dazu sollte das dem Verein gehörige Material verwendet werden, und außerdem verpflichteten sich einige Vorstandsmitglieder, darunter Hell, am Ausbau des Museums mitzuarbeiten und ihr privates Material zur Verfügung zu stellen. Hell wurde die einstweilige Leitung übertragen (VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG, 1921–1923: 14.09.1925).

Die 1929 vorläufig eröffnete Abteilung wurde jedoch hauptsächlich vom aus Salzburg stammenden Höhlenforscher Franz Waldner (1907–1975) gestaltet (WALDNER, 1933). Offenbar hatte sich Hell von den Museumsangelegenheiten zurückgezogen.

## Geologie

### Publikationen

Hell schrieb viele Zeitungsartikel und einige Beiträge für Sammelwerke über geologische Aspekte des Landes Salzburg und des Gebietes von Reichenhall. Wiederkehrende Themen sind Windröhren und Gletscherschliffe (z.B. HELL, 1934b; 1934–36). Darüber hinaus verfasste er Rezensionen von geologischen Werken für Zeitungen und Zeitschriften. In einer geologischen Fachzeitschrift erschien 1943 ein Beitrag über „Gletscherschliffe und prähistorische Zeugen im Salzburger Becken“ (HELL, 1943). 1940 lud Bürgermeister Franz Lorenz (1897–1957) Hell ein, für ein geplantes, aber nicht verwirklichtes „Buch der Stadt Salzburg“, „*hinsichtlich des geologischen Aufbaues und der Vorgeschichte Salzburgs Vorschläge [...] zu erstaten.*“ (DANNER, 2020: 627).

### Exkursionen

Der „Verein für Naturkunde“ veranstaltete 1910 geologische Exkursionen unter der Führung von Hell und Sager in die Glasenbachklamm und zum Steinbruch von Muntigl (ANONYM, 1910a, b). Am 6. August 1911 leitete Hell eine geologische Exkursion in das Wiestal (ANONYM, 1911a). 1926 führte Hell eine Exkursion der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde in die Glasenbachklamm (ANONYM, 1926: 194), 1947 in die Trockenen Klamm (HELL, 1921–?: Nr. 93).

### Vorträge

1911 sprach Hell vor dem Lehrerverein für Naturkunde über die Geologie Salzburgs (HELL, 1911–?: Nr. 4), 1922 vor Lehrern in Freilassing über „Geologie des Heimatbezirkes“ (HELL, 1911–?: Nr. 14) und 1923 vor dem Verein der Ingenieure und Architekten in Salzburg „Über die geologischen Verhältnisse des Landes Salzburg“ (HELL, 1911–?: Nr. 16).

Am 22. März 1928 hielt Hell vor der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde einen Vortrag über „Die Geologie des Gaisberges mit Rücksicht auf die neue Autostraße“ (ANONYM, 1928b: 176), am 8. Juni 1928 beim Dritten Österreichischen Straßentag „über Geologie und Gesteinsvorkommen im Lande Salzburg im Zusammenhang mit dem Baue der Gaisbergstraße“ (ANONYM, 1928a).

### Museumsarbeit

Mehrmals schenkte Hell der mineralogischen und geologischen Sammlung des Städtischen Museums Carolino Augusteum Exponate (ANONYM, 1913d, 1915).

Von 1919 bis 1924 betreute Hell ehrenamtlich die geologisch-mineralogisch-paläontologische Sammlung des Städtischen Museums Carolino Augusteum (HELL, 1933).

### Geologische Gutachten

Hell erstellte eine größere Anzahl geologischer Gutachten, zunächst vor allem für das Amt der Salzburger Landesregierung, später auch für die Stadtgemeinde Salzburg, die Reichsautobahnen und die Reichsbahn, Unternehmen und Privatpersonen. Sie betrafen Bergbau, Rohstoffvorkom-

men, Steinbrüche, Brücken, Straßen, Bahntrassen, Tunnel, unterirdische Betriebsräume, Luftschutzstollen, Kraftwerke, Quellen, Brunnen und Wasserleitungen. Für das Reichsforstamt verfasste er ein Gutachten betreffend den Gletscherschliff von St. Pankraz (HELL, 1921–?; DANNER, 2020: 626).

## Paläontologie

Schon als Schüler sammelte Hell Fossilien. Später befasste er sich unter Anleitung von Eberhard Fugger und Ernst Kittl, dem Leiter der geologisch-paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien, systematisch mit der Paläontologie im Land Salzburg und baute die Sammlung aus (HELL, 1933). Am 23. September 1939 sprach Hell mit Tratz „wegen Übergabe unserer Sammlung an Salzburger Versteinerungen, ca. 100 kg an das Naturkundemuseum“, weil diese „in der Wohnung leider keinen Platz mehr“ hatte (HELL, 1907–1975: 23.09.1939).

Die bereits erwähnten Ausgrabungen im Bärenhorst und in der Schlenkendurchgangshöhle, die Hell leitete, waren paläontologische Unternehmungen, weil keine Artefakte, sondern Knochen von Höhlenbären zum Vorschein kamen. Hell bestimmte und präparierte einen Teil der im Bärenhorst gefundenen Knochen und verfasste ausführliche Zeitungsartikel über die Funde vom Bärenhorst im Untersberg und von der Torrener Bärenhöhle im Hagengebirge (HELL, 1913b, 1925a).

Bei einem Ausflug auf den Untersberg entdeckte Hell 1935 in der Gegend des Zeppezauerhauses einen Ammoniten (HELL 1907–1975: 09.08.1935).

Mehrere weitere Beiträge Hells zur Paläontologie, darunter auch Buchrezensionen, erschienen in Tageszeitungen.

Die geologischen Exkursionen für den „Verein für Naturkunde“ in den Jahren 1910 und 1911 befassten sich auch mit der Paläontologie (ANONYM, 1910a, b, 1911a).

## Resümee

Seine Kenntnisse in der Geologie und Paläontologie, die er im Rahmen seines Studiums an der Technischen Hochschule in Wien und in seiner Freizeit unter Anleitung von Fachleuten erworben hatte, setzte Martin Hell einerseits in seiner beruflichen Tätigkeit als Techniker und für geologische Gutachten ein, die vor allem in Zusammenhang mit Infrastrukturprojekten standen, andererseits wandte er sie bei seinen Forschungen im Bereich der Höhlenkunde an. Als Gründungsmitglied, zeitweiliger Obmann und lang-

jähriges Ausschussmitglied der Sektion Salzburg des Vereins für Höhlenkunde in Österreich(-Ungarn) bzw. ab 1921 des Vereins für Höhlenkunde in Salzburg bemühte er sich um eine wissenschaftliche Ausrichtung der Vereinsaktivitäten, die vor allem die Topografie, Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte betrafen. Seine Vorträge und Exkursionen dienten der Schulung der Vereinsmitglieder. Im Zuge der Höhlendüngeraktion des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft in den Jahren von 1919 bis 1922 untersuchte Hell 63 Höhlen und entnahm zahlreiche Bodenproben, die Grundlage für einen geplanten Abbau von Höhlendünger waren.

In mehreren Höhlen führte Hell Ausgrabungen durch, die vor- und frühgeschichtliche Funde und Knochen ausgestorbener Tiere zutage brachten.

Hell veröffentlichte zahlreiche Aufsätze, in denen die Geologie eine bedeutende Rolle spielt, in höhlenkundlichen Fachzeitschriften, im Höhlenbuch von Walther Czoernig-Czernhausen und in für ein allgemeines Publikum bestimmten Werken. Ein Aufsatz Hells erschien in einer geologischen Fachzeitschrift.

Durch Vorträge, Exkursionen, Artikel in Zeitungen und Zeitschriften und seine Mitwirkung bei Museumsprojekten versuchte Hell, ein allgemeines Publikum für Geologie, Paläontologie und Höhlenkunde zu interessieren.

Da sich Hell in seiner Freizeit auch intensiv mit archäologischen Forschungen befasste, trat ab 1926 die Tätigkeit im Bereich der Höhlenkunde und Paläontologie etwas in den Hintergrund, sodass heute Hell vor allem als der bedeutendste Prähistoriker des Landes Salzburg bekannt ist. Als geologischer Gutachter war er jedoch weiterhin tätig und im Rahmen seiner prähistorischen Forschungen untersuchte er weiterhin Höhlen.

## Dank

Für die Genehmigung zu Archivstudien, für Unterlagen, Fotografien, Auskünfte und sonstige Unterstützung dankt der Verfasser DR. ANNA BIENIOK (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg), DR. UWE BRENDEL (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg), DR. RAIMUND KASTLER (Salzburg Museum), WALTER KLAPPACHER (Salzburg), DR. WILFRIED KOVACSOVICS (Salzburg Museum), DR. JOHANNES LANG (Stadtarchiv Reichenhall), DR. FRIEDRICH OEDL (Eisriesenwelt GmbH), DR. RUDOLF PAVUZA (Naturhistorisches Museum Wien, Karst- und höhlenkundliche Arbeitsgruppe), ING. THOMAS SIEGEL (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg), HENDRIK WILLIAM STANWAY (Innsbruck), DR. HOLGER WENDLING (Salzburg Museum) und GERHARD ZEHENTNER (Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg).

## Literatur

ABEL, G. (1961): Die Lasaberger Frauenhöhle und Bewandnis der Höhlennamen. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **101**, 221–222, Salzburg.

ANGERMAYER, E. (o.J. [1925]): Entwurf zu einem Zentral-Höhlen-Museum in Salzburg. – Eisriesenwelt Ges.m.b.H., Salzburg; Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.

ANGERMAYER-REBENBERG, E. (1961): Zur Geschichte der Höhlenkunde und Höhlenforschung in Salzburg. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **101**, 189–220, Salzburg.

ANONYM (1910a): Der Verein für Naturkunde. – „Salzburger Chronik“, 02.08.1910, 5, Salzburg.



- ANONYM (1910b): Verein für Naturkunde. – „Salzburger Wacht“, 20.10.1910, 4, Salzburg.
- ANONYM (1911a): Verein für Naturkunde. – „Salzburger Volksblatt“, 08.08.1911, 6, Salzburg.
- ANONYM (1911b): Höhlenforschung. – „Salzburger Volksblatt“, 22.08.1911, 6, Salzburg.
- ANONYM (1912): Verein für Höhlenkunde. – „Salzburger Volksblatt“, 29.01.1912, 5–6, Salzburg.
- ANONYM (1913a): Salzburger Höhlenschau. – „Salzburger Volksblatt“, 14.09.1913, 7, Salzburg.
- ANONYM (1913b): Neue Entdeckungen im Bärenhorst bei Salzburg. – „Salzburger Volksblatt“, 31.10.1913, 9, Salzburg.
- ANONYM (1913c): Die Sektion Salzburg des Vereines für Höhlenkunde. – „Salzburger Volksblatt“, 08.01.1913, 7, Salzburg.
- ANONYM (1913d): Städtisches Museum in Salzburg. – „Salzburger Wacht“, 05.11.1913, 5, Salzburg.
- ANONYM (1915): Städtisches Museum in Salzburg. – „Salzburger Wacht“, 07.07.1915, 3, Salzburg.
- ANONYM (1919): Sektion Salzburg des Vereines für Höhlenkunde. – „Salzburger Volksblatt“, 19.04.1919, 7, Salzburg.
- ANONYM (1920): Die Jahresvollversammlung der Sektion Salzburg des Vereines für Höhlenkunde. – „Salzburger Chronik“, 15.04.1920, 3, Salzburg.
- ANONYM (1921): Staatliche Höhlen-Düngerforschung in Salzburg. – „Salzburger Volksblatt“, 17.03.1921, 5, Salzburg.
- ANONYM (1926): Gesellschafts-Nachrichten. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **66**, 193–195, Salzburg.
- ANONYM (1928a): Der dritte österreichische Straßentag. – „Salzburger Volksblatt“, 09.06.1928, 9, Salzburg.
- ANONYM (1928b): Gesellschafts-Nachrichten. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **68**, 175–183, Salzburg.
- ANONYM (1934): Verein für Höhlenkunde in Salzburg. – „Salzburger Volksblatt“, 01.03.1934, 8, Salzburg.
- ANONYM (1950): Salzburgs Geologie im Bezüge auf die Höhlenforschung. – „Salzburger Volkszeitung“, 07.06.1950, 6, Salzburg.
- BOCK, H. (1913): Siedlung aus der älteren Steinzeit im Untersberg. – „Ostdeutsche Rundschau“, 24.10.1913, Wien.
- BREITWIESER, E., WEINKAMER, E. & WEINKAMER, K. (1961): Martin Hell. Bibliographie 1909–1959. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **101**, 1–89, Salzburg.
- BREITWIESER, E., WEINKAMER, E. & WEINKAMER, K. (1975): Martin Hell. Bibliographie 1960–1975. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **115**, 267–311, Salzburg.
- CZOERNIG-CZERNHAUSEN, W. (1926): Die Höhlen des Landes Salzburg und seiner Grenzgebiete. – Speläologische Monographien, **10**, VIII + 159 S., Salzburg.
- DANNER, P. (2017): Die Neuordnung der Großdeutschen Höhlenforschung und die Höhlenforschung in Salzburg von 1938 bis 1945. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 192 S., Wien.
- DANNER, P. (2020): Archäologie in Salzburg von 1938 bis 1945. – In: MODL, D. & PEITLER, K. (Hrsg.): Archäologie in Österreich 1938–1945. Beiträge zum internationalen Symposium vom 27. bis 29. April 2015 am Universalmuseum Joanneum in Graz, Schild von Steier, Beiheft, **8** / Forschungen zur geschichtlichen Landeskunde der Steiermark, **79**, 606–663, Graz.
- EHRENBERG, K. (1974): Die bisherigen urzeitlichen Funde aus der Schlenkendurchgangshöhle, Salzburg. – *Archaeologia Austriaca*, **55**, 7–28, Wien.
- FREYTAG, G. (1919): 5.–6.7.1919. Expedition auf das Untersberg-plateau. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv, Buch der Expeditionen II., Nr. 117.
- GÖTZINGER, G. (1926): Die Phosphate in Österreich. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, **69**, 126–156, Wien.
- HELL, M. (1903–1911): K. k. Technische Hochschule in Wien, Meldebuch von Martin Hell. – Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.
- HELL, M. (1907–1975): Archäologische Tagebücher. – Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.
- HELL, M. (1909): Aus Salzburg. – Jahrbuch für Altertumskunde, **3**, 202–210, Wien.
- HELL, M. (1911a): Vergebliche Höhlensuche. – „Österreichische Touristen-Zeitung“, **31/11**, 136–139, Wien.
- HELL, M. (1911b): 6. Aug. 911. Expedition ins Nixloch am Schober. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv, Buch der Expeditionen I., Nr. 3.
- HELL, M. (1911–?): Meine Vorträge. – Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.
- HELL, M. (1912): Der „Erdstall“ in Werfenweng. – „Salzburger Volksblatt“, 11.04.1912, 1–2, Salzburg.
- HELL, M. (1913a): Brief an Eberhard Fugger vom 17. 8. 1913. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.
- H[ELL], M. (1913b): Salzburger Höhlenschau. Die Knochenfunde aus dem Bärenhorst. – „Salzburger Volksblatt“, 21.09.1913, 4, Salzburg.
- HELL, M. (1913c): Der „Erdstall“ in Werfen-Weng. – Mitteilungen für Höhlenkunde, **6/1**, 13–15, Graz.
- H[ELL], M. (1913d): Der eiszeitliche Bärenhorst am Untersberg. – „Reichenhaller Tagblatt“, 07.09.1913, 4, Reichenhall.
- HELL, M. (1914): 14. Juni 1914. Untersuchung und teilweise Aufnahme des Frauenloches am Dürrnberg bei Hallein. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv, Buch der Expeditionen II., Nr. 70.
- HELL, M. (1918): Eine Wanderung durch die Höhlen des Untersberges – Ruperti-Kalender. – Jahrbuch für christliche Familien auf das Jahr nach der gnadenreichen Geburt unseres Herrn und Erlösers Jesu Christi, 61–67, Salzburg.
- HELL, M. (1920a): Die Heidenlöcher und die Enterische Kirche im Gasteinertal. – „Salzburger Volksblatt“, 30.10.1920, 7–8, Salzburg.
- HELL, M. (1920b): Höhlen im Untersberg bei Salzburg (Gamslöcher, Bärenhorst, Kolowrathhöhle). – Berichte der Staatlichen Höhlenkommission, **1/3–4**, 85–92, Wien.
- HELL, M. (1921–?): Geologische Gutachten. – Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.
- HELL, M. (1921a): Vorgeschichtliches aus Berchtesgaden. – „Salzburger Volksblatt“, 06.09.1921, 5, Salzburg.
- HELL, M. (1921b): Die Höhlen am Nordende des Gasteiner Tales (Salzburg). – Berichte der Staatlichen Höhlenkommission, **2**, 136–142, Wien.
- HELL, M. (1921c): Ein Höhlenmuseum in Salzburg. – „Salzburger Volksblatt“, 29.11.1921, 3, Salzburg.

- HELL, M. (1921/22): Ein vorgeschichtlicher Fund aus Berchtesgaden. – Prähistorische Zeitschrift, **13–14**, 165–167, Berlin.
- HELL, M. (1922): Die Höhlen im Westen von Hallein. – Speläologisches Jahrbuch, **3**, 151–164, Wien.
- HELL, M. (1923a): Die Kaiser Karl-Höhle im Untersberg bei Salzburg. – Speläologisches Jahrbuch, **4**, 77–79, Wien.
- H[ELL], M. (1923b): Das Echo in der Kolowrathshöhle. – „Salzburger Chronik“, 17.08.1923, 3, Salzburg.
- HELL, M. (1924): Zur vorgeschichtlichen Besiedelung des Landes Salzburg. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **64**, 45–64, Salzburg.
- HELL, M. (1924/25a): Die Kroatenhöhle am Paß Lueg in Salzburg. – Speläologisches Jahrbuch, **5–6**, 13–15, Wien.
- HELL, M. (1924/25b): Das Wildemandlloch bei Golling. – Speläologisches Jahrbuch, **5–6**, 47–48, Wien.
- HELL, M. (1924/25c): Höhlen bei Fuschl (Salzburg). (Berichte über informative Befahrungen am 9.–11. Jänner 1921). – Speläologisches Jahrbuch, **5–6**, 89–93, Wien.
- HELL, M. (1925a): Die Höhlenbärenfunde aus der Bärenhöhle im Hagengebirge. – „Salzburger Chronik“, 20.06.1925, 3–4, Salzburg; „Salzburger Volksblatt“, 20.06.1925, 4, Salzburg.
- HELL, M. (1925b): Bärenhöhle am N-Hang des Hagengebirges im Dachsteinkalk. – Mitteilungen über Karst- und Höhlenforschung, Nr. 3, 100, Berlin.
- HELL, M. (1926a): Zur Geologie der salzburgischen Höhlen. – In: CZOERNIG-CZERNHAUSEN, W.: Die Höhlen des Landes Salzburg und seiner Grenzgebiete. – Speläologische Monographien, **10**, 5–14, Salzburg.
- HELL, M. (1926b): Zusammenhang zwischen alten Landoberflächen und Höhlenbildung im salzburgischen Tennengebirge. – Mitteilungen über Karst- und Höhlenforschung, Nr. 1, 17–22, Berlin.
- HELL, M. (1933): Lebenslauf vom 31.12.1933. – Salzburg Museum, Nachlass Martin Hell.
- HELL, M. (1934a): Die Altsteinzeit. – „Salzburger Chronik“, 03.04.1934, 5, Salzburg.
- HELL, M. (1934b): Die kalten Keller und das Windröhrenfeld von Kaltenhausen. – „Salzburger Chronik“, 18.08.1934, 4–5, Salzburg.
- HELL, M. (1934c): Schlenkenhöhle. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv, Buch der Expeditionen V., 65–70.
- HELL, M. (1935): Das Windröhrenfeld und die kalten Keller von Kaltenhausen. – Radio Wien, 14.06.1935, 10, Wien.
- HELL, M. (1934–36): Die kalten Keller von Kaltenhausen bei Hallein in Salzburg und das Windröhrenphänomen. – Speläologisches Jahrbuch, **15–17**, 49–57, Wien.
- HELL, M. (1939): Die Vor- und Frühgeschichte des Gaues Salzburg. – „Salzburger Volksblatt“, 15.06.1939, 6–7, Salzburg.
- HELL, M. (1943): Gletscherschliffe und prähistorische Zeugen im Salzburger Becken. – Berichte des Reichsamts für Bodenforschung, **1943**, 140–147, Wien.
- HELL, M. (1949): Neue Forschungsergebnisse in Hellbrunn. Das Stein-Theater – eine Höhlenwohnung der Urzeit. – „Demokratisches Volksblatt“, 17.09.1949, 6, Salzburg.
- HELL, M. (1951): Urgeschichtliche Wohnhöhlen im Lande Salzburg. – Die Höhle, **2**, 54–62, Wien.
- HELL, M. (1953): Schreiben an Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg vom 11. 1. 1951. – Naturhistorisches Museum Wien, Karst- und höhlenkundliche Arbeitsgruppe, Nachlass Gustave Abel.
- HELL, M. (1955a): Schreiben an Verein für Höhlenkunde in Salzburg vom 25.10.1955. – Eisriesenwelt Ges.m.b.H., Salzburg.
- HELL, M. (1955b): Schreiben an Verein für Höhlenkunde in Salzburg vom 17.12.1955. – Eisriesenwelt Ges.m.b.H., Salzburg.
- HELL, M. (1964): Zur Vor- und Frühgeschichte des Kniepasses bei Unken, Salzburg. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **104**, 89–102, Salzburg.
- HELL, M. (1968): Zur Ur- und Frühgeschichte von Grödig. – Festschrift zur Markterhebung von Grödig, 6. Oktober 1968, 36–41, Salzburg.
- HELL, M. (1966–70): Vigaun, BH Hallein. – Fundberichte aus Österreich, **9**, 255, Wien.
- HELL, M. (1971a): Zwei wichtige Neufunde aus dem Salzburger Raum. – Mitteilungen der Österreichischen Arbeitsgemeinschaft für Ur- und Frühgeschichte, **22**, 69–70, Wien.
- HELL, M. (1971b): Der Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg zur Feier seines 60jährigen Bestandes. – Vereinsmitteilungen. Landesverein für Höhlenkunde Salzburg, Nr. 3, o.S., Salzburg.
- HELL, M. (1971c): Expedition ins Nixloch am Schober. – Vereinsmitteilungen. Landesverein für Höhlenkunde Salzburg, Nr. 3, o.S., Salzburg.
- HELL, M. (1974): Die Halbhöhle am Hellbrunnerberg bei Salzburg als urzeitliche Wohnstelle. – Archaeologia Austriaca, **56**, 1–12, Wien.
- HELL, M. & MOOSLEITNER, F. (1980/81): Zur urgeschichtlichen Besiedelung des Talraumes von Golling (Land Salzburg). – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **120–121**, 1–38, Salzburg.
- KLAPPACHER, W. (2011a): Salzburger Höhlengeschichte – Teil 1: Die Höhlenforschung bis zum Beginn des Ersten Weltkriegs. – In: LANDESVEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (Hrsg.): Festschrift – 100 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, 8–17, Salzburg.
- KLAPPACHER, W. (2011b): Salzburger Höhlengeschichte – Teil 2: Die Höhlenforschung in der Zwischenkriegszeit. – In: LANDESVEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (Hrsg.): Festschrift – 100 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, 18–38, Salzburg.
- LANDESVEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (1955): Schreiben an Martin Hell vom 28.10.1955. – Eisriesenwelt Ges.m.b.H., Salzburg.
- MATTES, J. (2019): Wissenskulturen des Subterranean. Vermittler im Spannungsfeld zwischen Wissenschaft und Öffentlichkeit. Ein biografisches Lexikon. – 572 S., Wien.
- MÖRK, A. v. (1910a): Ein Besuch bei den Zwergen im Untersberg. – „Salzburger Volksblatt“, 11.10.1910, 1, Salzburg.
- MÖRK, A. v. (1910b): Höhlenforschung in Salzburg. II. Entdeckungen in der Kolowrathhöhle. – „Salzburger Volksblatt“, 28.10.1910, 1–2, Salzburg.
- M[ÖRK], A. v. (1911): Höhlen im Untersberg. – „Salzburger Volksblatt“, 26.08.1911, 5, Salzburg.
- MOROCUTTI, A. (1986), 75 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg. – Die Höhle, **37/2**, 27–116, Wien.
- OEDL, F. (1948): Redemanuskript, o. Dat. [1948]. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.
- PLOY, H. (1914): Gesellschaft für Salzburger Landeskunde. – „Salzburger Volksblatt“, 11.01.1914, 5, Salzburg.

SCHOSSEITNER, K. (1913): Salzburger Höhlenschau. II. Untersberg-Zimmer. III. Die Höhlen im Tennen- und Hagengebirge, im Taugltal usw. – „Salzburger Volksblatt“, 19.09.1913, 4, Salzburg.

SCHOSSEITNER, K. (1920): Die Tagung der Höhlenforscher in Salzburg. – „Salzburger Chronik“, 22.06.1920, 4, Salzburg.

TRATZ, E.P. & ANGERMAYER, E. (1925): Schreiben an Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft (Bundeshöhlenkommission) am 12. 5. 1925. – Eisriesenwelt Ges.m.b.H., Salzburg.

VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG (1911–1913): Buch der Expeditionen I. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.

VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG (1911–1919): Protokolle 1911–1919. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.

VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE, SEKTION SALZBURG (1919–1921): Protokolle der Ausschusssitzungen 1919–1921. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.

VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (1920–1940): Protokolle der Jahresvollversammlungen 1920–1940. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.

VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (1921–1923): Protokolle der Ausschusssitzungen 1921–1923. – Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg, Archiv.

WALDNER, F. (1933): Das Salzburger Höhlenmuseum. – Mitteilungen über Höhlen- und Karstforschung, 34–39, Berlin.



## Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25.000 und 1:50.000 in den Jahren 2016–2022

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

### Kartenwerk im BMN-System

#### Blatt 21 Horn

##### Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn

RUDOLF WOLFGANG DELLMOUR  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden geologische Kartierungen im äußersten Südwesten des Kartenblattes ÖK21 im Gebiet zwischen Schiltern im Osten und dem Holzberg im Südwesten aufgenommen. Schwerpunkt war das Gebiet rund um Kronsegg mit Vorkommen von Marmor, Amphibolite rund um den „Burgstall“, diverse Paragneise sowie die genaue Abgrenzung gegen den auflagernden Gföhl-Gneis, der die westliche Begrenzung des Auftragsgebietes bildet.

Als komplexester Bereich mit kleinräumiger Geologie und teilweise sehr schwierigen Aufschlussverhältnissen erwies sich das Areal rund um den „Burgstall“ im Ortsgebiet von Kronsegg. Hier treffen mehrere tief eingeschnittene Täler zusammen, die von steilen, dicht bewaldeten Hängen eingegengt werden. In diesem Bereich treten markante Marmorbänder auf, die von massiven, bis mehrere hundert Meter mächtigen Orthoamphiboliten und weit verbreiteten Paragneisen begleitet werden.

Bei den Marmorvorkommen handelt es sich um zwei getrennte Marmorbänder. Es sind auffallend reine, weiße, grobkörnige Marmore, die deutlich von den Marmoren der Drosendorf-Einheit (ehem. „Bunte Serie“) westlich der Gföhl-Einheit, etwa im Bereich von Albrechtsberg an der Großen Krens, abweichen, die allesamt mit silikatischen Mineralien verunreinigt sind und auch stets graue Bänderung (Grafitanteil) aufweisen.

Diese beiden erwähnten Marmorvorkommen sind sehr gut am Geländerrücken unmittelbar westlich der Ruine Kronsegg aufgeschlossen und jeweils etwa 40–80 Meter mächtig. Die Marmorzüge weisen eine annähernd N–S gerichtete Streichrichtung bei westlichem steilem Einfallen auf, wobei der westliche Marmorzug talparallel nordwärts streicht und in den Alluvionen des Loisbachs verschwindet. Dieser tritt am steilen Osthang unmittelbar S–SSW von Burgstall in kleineren, nur wenige Meter mächtigen Rippen zum Vorschein und war bisher nicht bekannt.

Ein weiterer Marmorzug, der sich scheinbar nicht mit den beiden bei der Ruine Kronsegg vorkommenden Marmoren verbinden lässt, ist an der von Schiltern kommenden Straße, unmittelbar östlich von der Flur „Burgstall“, aufgeschlossen. Es handelt sich um einen ehemaligen Marmorsteinbruch, der zum Kalkbrennen verwendet wurde und wo noch bauliche Reste der Anlage, unmittelbar neben der Straße Richtung Schiltern, auf der rechten Seite sichtbar sind. Dieser, ebenfalls weiße Marmor, wird beidseitig von Amphibolit begrenzt und weist ein steiles bis annähernd saigeres Einfallen gegen Nordwesten auf. Das Vorkommen bildet entlang eines E–W orientierten Grabens einen Härtlingsrücken und tritt im westlichen Teil der Flur „Stadelbreiten“ auf eine Wiesenfläche, bei der sich dann die Aufschlüsse verlieren, da das Gelände in diesem Bereich großflächig anthropogen verändert, angeschüttet und auch planiert wurde. Auf historischen Ansichten ist zu sehen, dass das Waldgebiet zwischen Schloss Schiltern und der Stadelbreiten ursprünglich (im 18. Jhd.) landwirtschaftlich genutzt und daher auch vielfach beackert wurde, sodass in diesem Areal kaum Aufschlüsse, mit der Ausnahme von sehr kleinen, auf wenige Meter beschränkte Amphibolit Ausbisse rund um den Bildbaum, im Zentrum des Waldes, zu finden sind.

Größere, vollständig unaufgeschlossene Bereiche wurden daher bei der Kartierung mit der Signatur „Anthropogene Ablagerung“ versehen. In der projizierten erwähnten östlichen Fortsetzung des markanten Marmor-Härtlingsrückens östlich des Burgstall, wurden vor einigen Jahren durch Mag. Andreas Thinschmidt Reste eines Kalkbrennofens aus dem 18. Jahrhundert nachgewiesen, die nicht mehr verifiziert werden konnten. Es gibt im Franziszeischen Kataster eine historische Abbildung aus dem Jahr 1706, die in diesem Bereich zwei Kalkbrennöfen in Betrieb zeigt (freundliche persönliche Mitteilung von Mag. Andreas Thinschmidt vom 22.09.2022).

Bei allen diesen Marmorvorkommen finden sich Spuren von kleineren Schürfen und noch kaum verwachsenen Steinbrüchen, die den Abbau von Marmor, vermutlich zum Zwecke des Kalkbrennens, anzeigen. So auch im Waldhang, etwa 300 m westlich der Ruine Kronsegg, wo mehrere kleine Schürfe, unmittelbar über und unter dem schmalen Fußweg am Geländerücken, noch erkennbar sind. Auch dieser Abbau ist besonders gut auf dem Laserscan basierten digitalen Höhenmodell erkennbar. Dieses liefert somit auch brauchbare Hinweise auf Marmorvorkommen im stark verwachsenen, oder schlecht aufgeschlossenen Gelände.

Ein weiterer Kalkbrennofen, der noch relativ gut erhalten ist, befindet sich am nordöstlichsten Ausläufer der Bründlleiten, nahe am Bach, direkt neben der Forststraße. Auch hier ist am Laserscann deutlich der Abbau hinter dem Brennofen sichtbar, während das Gelände durch dichten Jungwald völlig verwachsen und nicht einsehbar ist. Allerdings ist das Marmorvorkommen an dieser Stelle nur sehr beschränkt kartierbar und wird bereits nach wenigen Metern, südwestlich hinter dem Brennofen, durch Verwitterungslehme überdeckt.

Neben dem Marmor, der beim Kartieren natürlich besonders auffällig und im Allgemeinen gut zu verfolgen ist, ist der Amphibolit aufgrund seiner Verwitterungsresistenz auch in Bereichen immer wieder aufgeschlossen, die sonst durch tiefgründige Verwitterung und Verlehmungshorizonte uneinsehbar sind.

Die Amphibolitserie (in der Literatur von FUCHS, 1968: A24 als „Schiltener Amphibolit“ bezeichnet), die unmittelbar im Liegenden des Gföhl-Gneises (in der älteren Literatur „Gföhler Gneis“) im Südwesten des Kartierungsgebietes vorkommt, erreicht eine Mächtigkeit bis zu mehreren hundert Metern, die vermutlich durch Verfaltung eine größere scheinbare Ausdehnung hat. Sie erreicht die größte Verbreitung im Bereich von Kronsegg und dem nördlich davon gelegenen Berg „Burgstall“, auf dem sich eine mittelalterliche Wehranlage befindet, die in den 1970er Jahren von Prähistorikern der Ur- und Frühgeschichte Wien ausgegraben und näher erforscht wurde. Dabei wurden Mauerwerke aus Amphibolit im heute sehr schlecht aufgeschlossenen und völlig verwachsenen Bereich des zentralen Burgstall festgestellt (TRNKA, 1981).

Die Zusammensetzung und der Habitus der (Ortho-)Amphibolite variieren sehr stark. Es gibt gebänderte und plattige Typen, die sehr dem Rehberger Amphibolit gleichen und wie dieser „auf basaltische Laven oder äquivalente Gang- und Tiefengesteine“ zurückgehen (SCHARBERT, 2002: 44). Daneben treten auch migmatitische Varietäten mit Fluidalgefüge, die noch primäre Texturmerkmale auf-

weisen, auf. FUCHS (1971: 434) hat bereits auf die, besonders in östlichen Teil der Gföhl(er) Einheit häufig vorkommenden „Migmatisationserscheinungen“ hingewiesen.

Der zentrale Amphibolit-Körper des Kartierungsgebietes, der über „Teich“ und „Burgstall“ gegen Südwesten zum Dachsberg streicht, nimmt an Mächtigkeit gegen Süden ab und keilt regional allmählich gegen Süden zu aus. In den tief eingeschnittenen Gräben, ca. 400 m NW Dachsberg, finden sich immer wieder anstehende Felspartien, die häufig nicht mehr als über ein paar Meter Erstreckung aus dem Erdreich ragen. Es handelt sich dabei durchwegs um Migmatit-Amphibolite, die von tiefgründigen Verlehmungszonen umgeben sind.

Im westlichen kleinen Seitengraben des östlichen Bründlleitengrabens finden sich zahlreiche Fuchsbauten im tiefgründigen, gelblichbraunen Verwitterungslehm, dessen geologischen Untergrund in diesem Areal im Wesentlichen der Gföhl-Gneis bildet. Dieser ist jedoch, wie stets im untersuchten Gebiet beobachtet, an der unmittelbaren Basis nicht aufgeschlossen und nur durch Lesesteine im Übergangsbereich zu den unterlagernden Gesteinen zu kartieren. Der Übergangsbereich vom Amphibolit zum auflagernden Gföhl-Gneis ist in diesem Bereich der östlichen Bründlleiten durch einen Verlehmungshorizont markiert, in dem sich nur wenige Lesesteine von Gföhl-Gneis und ein kleines (Lesesteine) Vorkommen von quarzitischem Leukogneis finden.

Ein weiteres, auch sehr schlecht aufgeschlossenes Vorkommen von leukokraten, in diesem Fall sehr grobkörnigen Gneisen, findet sich in vergleichbarer tektonisch/stratigrafischer Position im südöstlichen Bereich des Neuwaldes, westlich des Burgstall am tieferen Hangfuß, im Nahbereich zwischen Amphibolit und dem westlichen Marmorzug, der nordwärts von der Ruine Kronsegg herabstreicht. Im dicht bewaldeten und sehr steilen Hangbereich finden sich verstreute Blöcke bis zu einem Meter Durchmesser, die gehäuft in diesem Bereich auftreten, jedoch nicht eindeutig als anstehend identifiziert werden können.

Hierzu ist zu bemerken, dass bei der Verwitterung von Paragneisen häufig eine Überrepräsentanz an quarzitischen Gesteinen, Gangquarzen und auch Aplitlagen aufgrund der größeren Verwitterungsresistenz feststellbar ist.

Zwischen Lachberg und dem Ort Kronsegg findet sich an der Straße, etwa am nordwestlichen Ende des Stausees, ein etwa 1,5 bis 2 m mächtiger Aplitgang, der im regionalen NE-SW-Streichen den steilen Hang hinaufzieht und über eine Strecke von etwa 200 m kartierbar ist, bevor er in den nicht aufgeschlossenen landwirtschaftlichen Flächen oberhalb des Waldes unter der Bodenbedeckung verschwindet.

Im Wald zwischen Lachberg und Karlsberg finden sich häufig m-große Blöcke von weißen bis gelblichen Gangquarzen, die in kleinen Gräben (oder auch an den Hängen) auswittern und einen NE-SW verlaufenden Trend anzeigen.

Der Gföhl-Gneis, dessen Variationen in Gefüge, Mineralbestand und Habitus ausreichend in der Fachliteratur beschrieben sind (FUCHS & MATURA, 1980), stellt die westliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes dar und wurde nur auf wenigen hundert Metern Breite kartiert. Gute und leicht zugängliche Aufschlüsse finden sich entlang der von

Schiltern kommenden Straße und auf Forstwegen im Bereich des Holzberges sowie an den Osthängen des Neuwaldes an der Straße nach Teich, unmittelbar neben dem Loisbach.

Entlang dem Loisbach, vor allem südöstlich von Kronsegg, finden sich durchgehend sehr gute Paragneis-Aufschlüsse entlang der Straße, wobei die Diversität der Paragneise gut studiert werden kann. Mitunter finden sich nur wenige dm- oder 1–2 m mächtige Amphibolit-Einschaltungen, Quarzite, Leukogneise, plattige oder auch migmatitische Gneise mit Fluidalgefüge, biotitreiche Bereiche (Biotit-Gneise), grobschuppige muskovitreiche Paragneise und Lagen mit dünnen Pegmatitgängen mit idiomorphen Turmalinen (2–4 mm Durchmesser), die jedoch allesamt aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht kartierbar sind. Das strukturelle Streichen ist generell SW–NE, wobei die Einfallswinkel sehr variieren können. Immer wieder sind auch kleine Verfaltungen mit SW fallenden B-Achsen erkennbar. Besonders im Nahbereich zum ausgedehnten Amphibolitkörper bei Burgstall/Kronsegg weisen die Paragneise charakteristische Fluidalgefüge auf.

Das regionale Streichen der kartierten Metamorphite ist im Wesentlichen SW–NE orientiert, wobei im Nahbereich der migmatitischen Amphibolite rund um Burgstall/Kronsegg irreguläre Fall- und Streichwerte auftreten können. Vor allem am steilen Waldhang östlich der Ruine Kronsegg, wo auch steile bis überkippte, annähernd süd- bis nordfallende Werte im Randbereich zu den Paragneisen auftreten.

Entlang des Schilternbaches, auf dem orografisch rechten Bachufer, finden sich am Hang entlang der Straße zwischen Schiltern und Neumühle mächtige (> 7 m) Löss- und Lösslehm-Ablagerungen. Vor allem hinter den Häusern unmittelbar nördlich von Neumühle, 250 m nördlich der Straßenabzweigung Schiltern/Kronsegg, sind sehr gut aufgeschlossene Lössprofile mit zum Teil bereits verstützten Kelleranlagen anzutreffen. Die Basis des Lösses bildet bisweilen ein stark vergruster Paragneis (z.B. direkt an der Straßenkreuzung Schiltern/Kronsegg, nördlich Neumühle), überlagert von mehreren Metern Löss, der gegen Hangend allmählich in verschwemmten Löss („Solifluktionböden“) und Lösslehm mit eingestreuten Kristallingeröllen und Gastropoden (Lössschnecken) übergeht.

Entlang mehrerer Bäche sind breite, sumpfige Areale mit dichtem Erlenbestand anzutreffen, die keine Aufschlüsse der unterliegenden Gesteine aufweisen und sich auf mehrere Meter mächtigen Talfüllungen, vermutlich quartären Alters, ausgebildet haben. Ein gutes Beispiel dafür ist der NW–SE verlaufende Graben unmittelbar nördlich des „Burgstall“, der von der nordwestlich davon gelegenen Flur „Teich“ mit tiefgründigen Verlehmungsflächen und ausgedehnten Vernässungszonen (lokale Quelfassungen!) ausgeht.

## Literatur

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A24, Wien.

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

FUCHS, G. & MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 121–142, Wien.

SCHARBERT, S. (2002): 6.2. Kristallin der Böhmisches Masse. – In: SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S.: Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung, 44–47, Wien.

TRNKA, G. (1981): Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung des Burgstalles von Schiltern. – Unveröffentlichte Dissertation, Wien.

## Bericht 2022 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Gföhl-Einheit auf Blatt 21 Horn

PHILIPP HAYDN & FRITZ FINGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Rahmen von Kartierungsarbeiten im Taffatal auf Kartenblatt 21 Horn wurden von Reinhard Roetzel im Horner Granitgneis Bereiche mit schollenartigen Einlagerungen von Amphiboliten und intermediären Biotitgneisen entdeckt. Diese Gesteine wurden in einer Masterarbeit an der Universität Salzburg (HAYDN, 2022) petrografisch und geochemisch näher untersucht. Die wichtigsten Ergebnisse sind hier kurz zusammenfasst.

Die Probenahme erfolgte gemeinsam mit R. Roetzel in den Jahren 2021 und 2022. Die Gesteine wurden an mehreren Aufschlüssen beprobt, und zwar entlang der Taffa südlich von Horn und deren Seitentälern. Der Fokus lag bei der Beprobung auf Aufschlüssen, die makroskopisch starke Unterschiede zeigen und auch verschiedene Lithologien enthalten. Daher wurden teilweise mehrere Handstücke innerhalb von wenigen Metern genommen, die Koordinaten aber zu einem Probenpunkt zusammengefasst. Die Schwerpunkte der Probenahme lagen an einer Felswand neben der Taffa beim Judenfriedhof direkt südlich von Horn, im Umfeld der Brücke über die Taffa östlich von Mühlfeld, in der Umgebung der Raschmühle und im Wolfsgraben.

Wie der umgebende Horner Granitgneis sind die eingelagerten Gesteine im Allgemeinen von kräftiger Migmatisierung betroffen und variabel von Leukosom durchzogen und ummantelt. Aufgrund des relativ dunklen Erscheinungsbildes der meisten Einlagerungen ist die variszische Migmatisierungsphase hier noch wesentlich deutlicher abgebildet als in den einschlussfreien, uniform hellen Zonen des Horner Gneises.

Die entnommenen Proben können nach petrografischen Kriterien folgendermaßen gegliedert und beschrieben werden:

- 1) Heterogene Mischgneise (HET): eine Gruppe von Proben stellte sich als Mischung von hellen (meist Leukosomanteilen) und dunklen Edukten heraus und ist somit auf geochemischer Basis nur schwer interpretierbar. Die chemischen Analysen dieser Mischgneise sind der Vollständigkeit halber in der angeschlossenen Tabelle aufgelistet, werden aber hier nicht weiter diskutiert.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j
Probe	PH 21-01	PH 21-02	PH 21-04	PH 21-06	PH 21-07	PH 21-08	PH 21-09	PH 21-10	PH 21-11	PH 21-12
Gruppierung	INT	INT	HET	INT	INT	AMP	AMP	AMP	LGN	HET
Koordinaten										
Rechtswert	700920,42	700957,01	700740,68	700740,68	700740,68	700740,68	700471,26	700401,90	700401,90	700882,10
Hochwert	391126,10	391098,06	389592,39	389592,39	389592,39	389592,39	389336,54	389228,72	389228,72	389516,08
SiO <sub>2</sub>	59,59	65,07	67,32	50,82	61,55	50,21	50,25	49,66	72,57	74,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,46	16,46	16,08	20,35	17,08	14,74	14,25	14,33	15,04	14,60
MnO	0,11	0,06	0,04	0,22	0,10	0,24	0,17	0,23	0,01	0,01
MgO	3,69	3,03	2,52	5,98	4,45	5,50	6,07	5,01	0,37	0,18
CaO	2,96	2,24	3,41	2,46	3,80	10,24	10,22	9,65	0,97	0,71
Na <sub>2</sub> O	2,65	2,98	3,45	2,47	2,13	2,28	1,69	2,91	4,02	4,25
K <sub>2</sub> O	3,68	3,69	2,07	4,23	2,77	0,85	1,05	0,69	5,59	4,80
TiO <sub>2</sub>	1,32	0,82	0,78	1,60	1,02	1,93	2,12	2,38	0,21	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,12	0,13	0,04	0,17	0,31	0,33	0,40	0,31	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,02	5,29	4,18	11,80	6,89	13,64	13,80	14,72	0,89	0,45
SO <sub>3</sub>	0,13	0,25	0,02	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,01	0,01
Norm.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Rb	162	142	97	174	113	14	15	20	251	232
Sr	168	257	264	189	187	242	166	208	88	66
Ba	632	1049	363	813	389	159	48	153	236	164
Th	3	15	7	15	6	u.d.N.	2	1	11	4
La	11	19	4	12	12	12	6	4	2	u.d.N.
Ce	60	59	38	56	51	41	74	54	36	7
Nd	21	33	11	8	22	12	12	17	20	10
Nb	18	15	11	19	12	16	18	22	12	7
Zr	237	185	126	262	91	134	156	174	57	40
Y	30	40	10	45	26	34	33	40	13	6
Sc	26	18	15	30	19	39	42	39	5	u.d.N.
V	111	103	102	252	170	393	368	402	5	4
Co	15	9	13	33	20	50	44	44	3	1
Cr	439	592	101	396	271	387	259	88	12	51
Ni	26	28	25	77	37	59	59	38	8	10

Tab. 1, Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Proben (Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte sind im Koordinatensystem BMN M34 angegeben.

- a:** Migmatitgneis, Felswand südlich des Judenfriedhofs von Horn.  
**b:** Dunkler Migmatitgneis, Felswand südlich des Judenfriedhofs von Horn.  
**c:** Heterogener Mischgneis, Straße östlich von Mühlfeld südwestlich der Brücke.  
**d:** Biotitgneis, Straße östlich von Mühlfeld südwestlich der Brücke.  
**e:** heller Mischgneis, Straße östlich von Mühlfeld südwestlich der Brücke.  
**f:** Amphibolitscholle, Straße östlich von Mühlfeld südwestlich der Brücke.  
**g:** Amphibolit, nordwestlich der Raschmühle.  
**h:** Amphibolit, westlich der Raschmühle.  
**i:** Leukokrater Granitgneis, westlich der Raschmühle.  
**j:** Leukokrater Granitgneis mit Biotit, Straße östlich von Mühlfeld südöstlich der Brücke.



	k	l	m	n	o	p	q	r	s
Probe	PH 21-13	PH 21-18	PH 21-19	PH 21-20	PH 21-22	PH 21-23	PH 21-25	PH 21-26	PH 21-27
Gruppierung	INT	AMP	AMP	HET	AMP	LGN	INT	HET	INT
Koordinaten									
Rechtswert	700867,86	699964,40	700012,97	700727,22	700727,22	700019,26	700351,15	700868,98	700868,98
Hochwert	389479,72	389435,24	389418,79	389386,43	389386,43	388886,15	388908,77	389675,00	389675,00
SiO <sub>2</sub>	66,26	48,47	48,55	71,20	51,04	72,12	64,88	69,32	70,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	13,79	15,62	13,40	13,91	15,72	17,89	16,24	15,29
MnO	0,08	0,25	0,21	0,04	0,20	0,00	0,06	0,04	0,02
MgO	3,09	5,84	6,42	2,14	6,46	0,10	2,12	1,09	1,12
CaO	3,40	9,99	10,60	1,46	10,72	1,01	1,80	1,18	1,52
Na <sub>2</sub> O	2,65	2,57	2,99	2,37	1,88	3,03	2,74	2,35	2,93
K <sub>2</sub> O	2,42	0,95	0,81	5,03	1,02	7,48	3,55	6,07	5,17
TiO <sub>2</sub>	0,91	2,28	1,82	0,66	1,87	0,02	1,02	0,47	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,29	0,32	0,16	0,25	0,17	0,14	0,24	0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,11	15,48	12,63	3,51	12,57	0,34	5,78	2,98	2,59
SO <sub>3</sub>	0,01	0,08	0,03	0,03	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01
Norm.	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Rb	225	15	23	258	26	364	118	208	190
Sr	137	223	245	117	189	108	278	131	143
Ba	168	179	110	336	37	303	924	825	572
Th	7	3	u.d.N.	12	u.d.N.	5	16	13	13
La	2	u.d.N.	3	11	u.d.N.	u.d.N.	24	12	11
Ce	33	41	31	41	38	4	68	43	48
Nd	9	5	9	20	5	6	24	17	22
Nb	18	17	14	14	7	1	20	10	11
Zr	89	156	128	177	121	43	243	126	115
Y	21	39	33	20	40	2	34	44	36
Sc	17	49	37	8	46	0	14	5	6
V	139	417	328	60	379	8	125	42	37
Co	17	44	45	7	41	1	17	9	8
Cr	277	334	285	221	349	56	165	287	114
Ni	20	61	72	19	52	11	36	22	24

Tab. 1, Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen ausgewählter Proben (Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte sind im Koordinatensystem BMN M34 angegeben.

**k:** Granat führender Migmatitgneis, Straße östlich von Mühlfeld südöstlich der Brücke.

**l:** Amphibolit, W-Ende des Grabens auf Höhe der Raschmühle.

**m:** Amphibolit mit Plagioklaslinsen, W-Ende des Grabens auf Höhe der Raschmühle.

**n:** Migmatitgneis, südlich des Stauwehrs oberhalb der Raschmühle.

**o:** Amphibolit, südlich des Stauwehrs oberhalb der Raschmühle.

**p:** Leukokrater Granitgneis, W-Ende des Wolfgrabens.

**q:** Mischgneis, Ausgang des Wolfgrabens in das Taffatal.

**r:** Heterogener biotitreicher Mischgneis, Straße östlich von Mühlfeld im Straßengraben östlich der Brücke.

**s:** Migmatitgneis, Straße östlich von Mühlfeld im Straßengraben östlich der Brücke.

2) Amphibolite (AMP): sie sind fein- bis mittelkörnig und führen, abgesehen von den Hauptbestandteilen Amphibol und Plagioklas, fast immer einigen Biotit, oft auch einige Prozent Granat, sowie fallweise etwas Quarz. Die Geochemie der Gesteine ist im weiteren Sinn basaltisch. Relativ hohe Nb-Gehalte von meist 15–23 ppm sowie Nb/Zr-Verhältnisse von 0,1 und höher weisen auf subalkalische Intraplattenbasalte hin. Zwei Analysen mit niedrigeren Nb-Gehalten um 7 ppm (Probe PH21-22) haben E-MORB-artige Spurenelement-Zusammensetzung. Besonders hervorzuheben ist, dass die Amphiboliteinschlüsse im Horner Gneis eine tendenziell andere Geochemie aufweisen als die Metabasite im nahegelegenen Rehberg-Komplex des Kamptals, die laut Literatur eher MORB (FINGER & STEYRER, 1995) oder volcanic-arc Basalte (HÖCK et al., 1997) sind. Man kann demnach vermuten, dass die Amphiboliteinschlüsse im Horner Gneis nicht zum Rehberg-Komplex gehören. Prinzipiell können Metabasitschollen in Graniten einerseits als Dachreste, andererseits auch als kogenetische basische Magmen im Sinne von Magma-Mingling interpretiert werden, und auch im vorliegenden Fall wäre beides denkbar.

3) Intermediäre granitoide Migmatitgneise (INT): Dort, wo die Amphibolitschollen auftreten, findet sich oft auch intermediäres, biotitreiches, granitoides Material in der unmittelbaren Umgebung, das dem Horner Gneis strukturell ähnlich sein kann, zum Teil aber auch deutlich feineres Korn hat. Die CaO- und Alkaliengehalte dieser intermediären Gneise weisen auf ein überwiegend granodioritisches Ausgangsmaterial hin. Die Spurenelementgehalte liegen durchwegs in der typischen Bandbreite von high-K I-Typ Granitoiden. Auffällig (und für Granitoide keineswegs normal) sind die relativ hohen Cr-Gehalte von über 100 ppm (z.T. 600 ppm!). Parallel dazu sind auch Co und Ni relativ hoch. Während der typische Horner Gneis (unveröffentlichter Probenatz von FINGER aus 2019) einen SiO<sub>2</sub> Gehalt von über 69 Gew.-%, meist sogar über 72 Gew.-% aufweist, also ziemlich sauer ist, sind die im Bereich der Amphibolitschollen auftretenden biotitreichen Gneise deutlich basischer bzw. intermediär mit SiO<sub>2</sub> Gehalten zwischen 60 und 70 Gew.-%, in einem Fall sogar nur ca. 50 Gew.-%. Auffällig ist eine teils starke Peraluminosität dieser intermediären Gneise, die sich auch mineralogisch im Auftreten von Sillimanit und in einer starken Verglimmerung der Feldspäte bemerkbar macht.

Für die Bildung der intermediären Gneise kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

- a) Das protolithische Magma des Horner Gneises wurde im Bereich der Amphibolite durch Stoffaufnahme geochemisch verändert, sodass sich in den Kontaktzonen ein lokales, hybrides, aber einigermaßen homogenes granitoides Magma entwickelt hat. Letzteres wäre dann bloß als eine spezielle Variante des Horner Gneises anzusehen und das Gestein müsste das gleiche Protolith-Alter haben wie der Horner Gneis.
- b) Der intermediäre granitoide Gneis im Bereich der Schollen könnte ebenso wie die Amphibolite Teil des alten Dachs des Horner Gneises sein. In dem Fall müsste das Gestein ein vergleichsweise höheres Protolith-Alter haben als der Horner Gneis. Zirkondatierungen sind nötig, um diese Frage zu klären.

Erwähnenswert ist noch, dass die intermediären Gneise teilweise (z.B. Probe PH21-01) auffällig viele rundliche Zirkone führen in der Art, wie man sie von den Waldviertler Granuliten kennt (FRIEDL et al., 2004). Man kann somit spekulieren, dass die Gesteine vor ihrer Migmatisierung (die unter Biotitstabilität erfolgte) eine granulitfazielle Metamorphose unter höheren Drucken durchliefen. Übrigens findet man auch im normalen Horner Gneis, wenn auch in vergleichsweise geringerer Anzahl, solche granulitartige Zirkone, was ebenfalls auf eine frühvariszische Kristallisationsphase in wesentlich größerer Tiefe hinweisen könnte.

4) Leukokrate Granitgneise (LGN): Die leukokraten Proben PH21-11 und PH21-23 wurden im Wolfsgraben und auf Höhe der Raschmühle angetroffen. Diese könnten noch in die Bandbreite des normalen Horner Gneises fallen, allerdings sind sie ungewöhnlich kaliumreich.

## Literatur

FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: Indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, **46/3**, 137–150, Bratislava.

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 802–823, Berlin.

HAYDN, P. (2022): Petrografische Untersuchung von Gesteinen in der Gföhler Einheit im Taffatal südlich von Horn auf Kartenblatt 21 Horn. – Masterarbeit, Natur- und Lebenswissenschaftliche Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, 82 S., Salzburg.

HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineralogy and Petrology*, **60**, 267–287, Wien.

## Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

FELIX HOFMAYER

### Einleitung

Im Jahr 2019 wurde, ergänzend zu laufenden Kartierungsarbeiten, auf dem Kartenblatt 21 Horn die flächendeckende Aufnahme der Sedimente am Ostrand des Horn-Beckens durchgeführt. Als Grundlage diente das vorhandene Kartenmaterial der geologischen Karte von Niederösterreich Nord im Maßstab 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie Kartenmanuskripte, die von VACHEK (2012, 2013, 2014) und HAVLÍČEK (2012) im Zuge einer flächendeckenden Aufnahme des Quartärs im Horn-Becken erstellt wurden. Außerdem wurden die an das Gebiet angrenzenden Kartenmanuskripte von Reinhard Roetzel verwendet, um ein homogenes Kartenbild zu gewährleisten. Da in vorhandenen Manuskriptkarten (Vachek, Havlíček) die Ablagerungen des Paläogens/Neogens nicht differenziert wurden und das publizierte Kartenmaterial veraltet erschien, bedurfte es einer Überarbeitung.

Dazu wurde am Ostrand des Horn-Beckens ein etwa ein Kilometer breiter Streifen von Mold über Mörtersdorf, Loibersdorf und Kotzendorf bis Freischling im Maßstab 1:10.000 flächendeckend aufgenommen. Nach Osten wurde das Kartierungsgebiet durch die geologische Grenze zu den kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse begrenzt.

Morphologisch zeigt sich das Horn-Becken als eine um 180° gedrehte L-Form, die sich von St. Marein bis Horn von West nach Ost und von Horn bis Freischling Nord-Süd erstreckt. Der südliche Teil des Nord-Süd-Astes dieser Senke, mit ihren tiefsten Teilen um 265 m NN westlich und südwestlich von Kotzendorf, ist gekennzeichnet durch eine eher flach einfallende Westseite und eine steil ansteigende Ostseite, die innerhalb von wenigen 100 Metern bis auf etwa 420 m NN ansteigt.

Die Asymmetrie des Beckens entstand durch die tektonische Absenkung entlang der Deckengrenze von Moldanubikum und Moravikum, der sogenannte Moldanubischen Überschiebung (SUESS, 1912). Im späten Oligozän bis zum frühen Miozän lagerte sich in dieser Senke die fluviatile bis limnische St. Marein-Freischling-Formation ab (NEHYBA & ROETZEL, 2010). Diese Sedimente wurden im Zuge einer transgressiven Phase im frühen Miozän von der brackischen Mold-Formation und sukzessive von der marinen Loibersdorf-Formation überlagert (STEININGER, 1999). Über den miozänen Ablagerungen wurden große Schwemmfächer und Schuttströme abgelagert, die im Quartär aus den tief eingeschnittenen Tälern der steilen Ostflanke des Horn-Beckens geschüttet wurden.

Da die beschriebenen Einheiten im Gebiet lediglich in wenigen Gruben und Erdkellern aufgeschlossen sind, wurde die flächige Kartierung überwiegend durch Lesesteinkartierung sowie mit zahlreichen Handbohrungen durchgeführt. Dennoch konnten 19 Aufschlüsse beschrieben werden. Insgesamt wurden 62 Handbohrungen mit einer Tiefe bis zu einem Meter abgeteuft. Es wurden 22 Fundpunkte von Makrofossilien verzeichnet, überwiegend Bivalven und Gastropoden, die auch zur biostratigrafischen Einstufung dienen.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

## Ergebnisse & Diskussion

### Kristallin – Tektonik

Die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse wurden nur im Grenzbereich zu den neogenen Sedimenten aufgenommen, aber nicht genauer differenziert. Allgemein treten am Ostrand des Horn-Beckens überwiegend Glimmerschiefer aus dem Moldanubikum und Bittesch-Gneis aus dem Moravikum auf, wie durch RANFTL (2021) aufgenommen wurde. In den quartären Ablagerungen (Solifluktion, Schwemmfächer, Schuttströme), aber auch als grobklastische Lagen in den neogenen Sedimenten, treten kristalline Komponenten ebenfalls als umgelagertes Material auf. Teilweise lassen sich in den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation Horizonte beobachten, die ausschließlich aus Granat bestehen, der aus den verwitterten Glimmerschiefern stammt. Da sich das Kartierungsgebiet entlang einer Überschiebungszone befindet und das

Horn-Becken sowohl im Neogen als auch im Quartär an der Mörtersdorf-Störung abgesenkt wurde (STEININGER, 1976; RANFTL, 2021), lassen sich zahlreiche Störungen in den Aufschlüssen beobachten und auch im Gelände vermuten. Eine detaillierte Bearbeitung der Störungen in der Umgebung des Horn-Beckens wurde durch RANFTL (2021) durchgeführt, um Verlauf und Kinematik zu identifizieren. Durch die hier präsentierten Aufnahmen konnten in einem Keller in Mörtersdorf (R: 705048, H: 386846) gestörte Sedimente der Loibersdorf-Formation und Mold-Formation sowie zahlreiche kleine Abschiebungen beobachtet werden. Auch an der Typuslokalität der Loibersdorf-Formation (R: 705165, H: 385963) sind abschiebende Störungen mit einem Versatz von bis zu 50 cm zu erkennen. Diese Beobachtungen lassen laut RANFTL (2021) auf eine E-W gerichtete Extension im Oligozän-Neogen und folglich auf eine post-eggenburgische Absenkung des Horn-Beckens schließen.

### St. Marein-Freischling-Formation (Kiscellium-Egerium)

Die Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation wurden unter fluviatilen bis limnischen Bedingungen im Kiscellium bis Egerium abgelagert (ROETZEL et al., 1999). Im Kartierungsgebiet treten diese Ablagerungen teilweise in Form von dunklen, kiesigen, sandigen Peliten auf. Dieses eher feinkörnige Sediment lässt auf einen ruhigen Ablagerungsraum, wie in Altarmen, schließen (ROETZEL et al., 1999). Am häufigsten tritt die St. Marein-Freischling-Formation als kiesige Grobsande bis sandige Kiese auf, die einen relativ hohen pelitischen Anteil aufweisen sowie stark glimmerführend und von steinigen Gerölllagen durchzogen sind. In einem Keller in Nonndorf (R: 703953, H: 385087) lässt sich diese Fazies sehr gut beobachten; hier besteht der Grobsand überwiegend aus Quarz und Feldspat und zeigt Schrägschichtung. In einer aufgelassenen Sandgrube östlich von Mold (R: 704825, H: 389219) lassen sich zudem dünne Lagen beobachten, die vorwiegend aus Granat bestehen, was auf lokale Schüttung aus den Glimmerschiefern schließen lässt. In einer Grube östlich von Mäiersch, bei „Drei Kreuze“ (R: 704090, H: 382039), sind die sandigen Kiese gut aufgeschlossen und zeigen Einschaltungen von Feinsanden und Mittelsanden. Es lassen sich Hölzer finden, die Spuren von Bioerosion zeigen, sowie trogförmige Schrägschichtungskörper, die auf fluviatilen Rinnen schließen lassen (ROETZEL et al., 1999).

### Mold-Formation (Egerium-Eggenburgium)

Im Zuge einer transgressiven Phase im oberen Egerium bis unteren Eggenburgium bildete sich im Horn-Becken ein Ästuar, worin die brackische Mold-Formation abgelagert wurde (ROETZEL et al., 1999). Die St. Marein-Freischling-Formation zeigt im Übergangsbereich zur Mold-Formation eine deutliche Verfeinerung des Sediments, mit homogenen, siltigen Fein- bis Mittelsanden sowie mit grünen bis gelben Peliten. Dieser Übergang, sowie die Mold-Formation selbst, können deutlich in zwei Erdkellern bei Mörtersdorf (R: 704977, H: 386887; R: 704962, H: 386892) und in Handbohrungen (z.B. R: 704456, H: 387316) gesehen werden. Vor allem lässt sich ein Anstieg des Kalkgehalts hin zur Mold-Formation feststellen. Lithologisch zeigt sie sich einheitlich als geschichteter, dunkler, graugrüner Ton, teils mit sandigem Anteil sowie dünnen Lagen aus ausgefälltem Kalk. Auf Ackerflächen und in Handboh-

rungen kann die Mold-Formation leicht abgegrenzt werden. Hier zeigt sie sich meist durch einen sehr dichten, tonigen Boden, der im frischen Zustand sehr dunkel und im verwitterten Zustand gelblich wirkt. Außerdem können die zahlreich auftretenden Mollusken als entscheidendes biostratigrafisches Kriterium herangezogen werden (MANDIC et al., 2004) (siehe Fossilfundpunkte). Die typischen Mollusken wie Austern, *Mytilus* und *Mesohalina* treten gehäuft im Verzahnungsbereich von Mold-Formation und Loibersdorf-Formation auf, wie es auch von MANDIC et al. (1999) beschrieben wird. Dies belegt das erste Vorstoßen des Meeres in das Horn-Becken unter polyhalinen Bedingungen, welche kurzzeitig durch eine erneute Progradation des fluviatil-limnischen Systems abgelöst werden und es kommt zur Ablagerung von Kohle-tonen. Eine repräsentative Abfolge dieser Schwankungen kann in der aufgelassenen und mittlerweile stark verwachsenen Tongrube bei Maiersch (R: 704188, H: 382759) beobachtet werden. Eine Probe aus den Ablagerungen dieser Lokalität zur mikropaläontologischen Bearbeitung war aber steril. Durch die Kartierung konnte eine Gesamtmächtigkeit der Mold-Formation von etwa 20 bis 40 m festgestellt werden, die sich im Süden auf einer Höhenlage um 280–320 m NN und im Norden auf 320–360 m NN befindet.

### Loibersdorf-Formation (Eggenburgium)

Der fazielle Übergang aus der brackischen Mold-Formation hin zur vollmarinen Loibersdorf-Formation kann in einem Keller bei Mörtersdorf (R: 705054, H: 386847) beobachtet werden. Über den Tonen der Mold-Formation lässt sich eine distinkte, etwa 30 cm mächtige Lage aus gerundeten Kristallingeröllen feststellen. Im Hangenden schließen Grob- bis Feinsande mit Schalenresten an. Diese Abfolge könnte einen schnellen Meeresspiegelanstieg mit einem Transgressionshorizont und den Übergang zu sublitoralen Bedingungen zeigen (MANDIC et al., 1999). In einem benachbarten Keller (R: 705048, H: 386846) hingegen liegen Tone über den Sanden der Loibersdorf-Formation und es sind abschiebende Störungen zu beobachten. Folglich sind die genauen Lagerungsverhältnisse in diesem Bereich nicht eindeutig und vermutlich tektonisch verändert.

Grundsätzlich treten in der Loibersdorf-Formation fünf verschiedene Lithofaziestypen auf, die auf der Karte darstellbar sind. Die häufigste Fazies, die kontinuierlich im gesamten Kartierungsgebiet auftritt, kann sehr gut in zwei aufgelassenen Sandgruben beobachtet werden (R: 705165, H: 385963; R: 705076, H: 386479), wobei erstere die Typlokalität für die Loibersdorf-Formation und der Stratotypus für das Eggenburgium ist (STEININGER & SENEŠ, 1971). Die Lithologie in diesen Aufschlüssen ist überwiegend ein gut sortierter Feinsand mit Lagen aus Molluskenschalen und selten Kristallingeröllen. Auffällig sind dabei Bivalven wie *Glycymeris*, *Oopecten* und *Laevicardium*. Außerdem treten Kalkkonkretionen sowie Linsen aus schlecht sortiertem Kristallinmaterial auf. An der Typlokalität sind abschiebende Störungen auffällig. Die Mächtigkeit dieser Fazies kann auf etwa 20–30 m geschätzt werden.

In diese feinsandige Fazies eingeschaltet findet sich östlich von Loibersdorf entlang eines Grabens (R: 705197, H: 385846) eine pelitische Fazies. Es handelt sich dabei um ein wenige Meter mächtiges Paket aus tonigem, schwach feinsandigem Silt mit einem sandigen liegenden Teil. Das Sediment ist stark verfestigt und zeigt kaum Schichtung,

dennoch ist eine undeutliche Bankung erkennbar, die mit etwa 30–40° nach Osten einfällt. Das Sediment ist reich an Mollusken, wie Pectiniden, *Glycymeris*, Scheidenmuscheln (*Solen*) und massenhaft auftretenden kleinen Cardiden. Diese Fazies wird sonst nirgendwo angetroffen und lässt auf einen geschützten Ablagerungsraum schließen (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2022).

Nördlich von Kotzendorf bis Nonndorf findet sich im Liegenden der Loibersdorf-Formation eine etwa 15 m mächtige, grobsandige Lithofazies. Bei Kotzendorf kann sie in mehreren aufgelassenen Sandgruben beobachtet (z.B. R: 704624, H: 383948) sowie durch Lesesteine und Handbohrungen (R: 704718, H: 384675) identifiziert werden. Lithologisch handelt es sich um gelborange bis braune, feinkiesige Grobsande, die erkennbare Schichtung fällt leicht nach Nordost ein. Auffällig sind ferritisch verfestigte Lagen, die sekundär gebildet wurden und auf alte Grundwasserstände hinweisen. Der fazielle Übergang von den Grobsanden im Liegenden zu den Feinsanden im Hangenden kann in einem Keller in der Kotzendorfer Keller-gasse (R: 704755, H: 383684) betrachtet werden. Es zeigt sich eine Wechsellagerung der beiden Faziestypen, welche kontinuierlich in die Feinsande übergeht. Von Kotzendorf nach Süden wird diese Fazies immer gröber und kann schließlich als eigene Einheit ausgeschieden werden. Diese Einheit ist charakterisiert durch stark grobsandige Kiese mit häufig konglomerierten Bereichen, die im Gelände als bis zu 50 cm große Lesesteine auftreten. Aufgeschlossen kann diese Fazies in einer Grube südöstlich Kotzendorf (R: 704777, H: 383415) beobachtet werden. Als letzte Fazies, die als Einschaltung in den Sanden der Loibersdorf-Formation auftritt, konnten relativ homogene, biogene Kalksteine ausgeschieden werden. Die gesteinsbildenden Organismen sind dabei ausschließlich Rotalgen, sogenannte Corallinaceen, die häufig als Rhodolithe zu finden sind. Die Vorkommen sind relativ klein und isoliert, bilden aber markante Geländeformen. Einige Vorkommen der Rhodolithe, zwischen Loibersdorf und Kotzendorf, die durch Lesesteine erkannt wurden (R: 705136, H: 385675; R: 704333, H: 385581; R: 704926, H: 385459), sind jedoch durch quartäre Umlagerung entstanden. Dies gilt auch für einzelne Vorkommen östlich von Mold (R: 704743, H: 389108), wo sich die Lesesteine direkt auf der St. Ma-rein-Freischling Formation beobachten lassen.

### Fossilfundpunkte (Loibersdorf-Formation, Mold-Formation)

Zur Unterscheidung von Mold-Formation und Loibersdorf-Formation konnte, neben der meist eindeutigen lithologischen Unterschiede (siehe oben), die häufig auftretende Malakofauna herangezogen werden. Während in der brackischen Mold-Formation die Gattungen *Granulolabium*, *Mesohalina*, *Mytilus*, *Ostrea* und *Melanopsis* dominant sind, wechselt die Fauna in der Loibersdorf-Formation zu marinen Gattungen wie *Turritella*, *Glycymeris*, *Chlamys*, *Oopecten* und *Laevicardium* (MANDIC et al., 1999). Eindeutige Fossilfundpunkte, die auf Mold-Formation hindeuten, befinden sich südöstlich von Mold (R: 704635, H: 388785), westlich von Loibersdorf (R: 704560, H: 386160; R: 704655, H: 385910), östlich von Nonndorf (R: 704867, H: 385498; R: 704840, H: 385480; R: 704960, H: 385270; R: 704990, H: 385210) sowie südlich von Kotzendorf (R: 704660, H: 383250; R: 704710, H: 382375). Die etwas weniger häufig auftre-

tenden Mollusken der Loibersdorf-Formation wurden südlich von Mörtersdorf (R: 705060, H: 386515), östlich von Loibersdorf (R: 705130, H: 385730; R: 705181, H: 385852) und östlich von Nonndorf (R: 704840, H: 385030; R: 704780, H: 384980; R: 704880, H: 384990; R: 704900, H: 384940; R: 704800, H: 384900) angetroffen. Auffällig ist, dass im Übergangsbereich von Mold-Formation zur Loibersdorf-Formation Mollusken in gehäufte Form vorkommen. Dies könnte mit begünstigten Bedingungen für tolerante Arten wie *Ostrea*, *Mesohalina* und *Mytilus* zusammenhängen, die beim ersten Vordringen des Meeres (MANDIC et al., 1999) und damit steigendem Salzgehalt frei gewordene ökologische Nischen besetzen konnten.

### **Löss und Solifluktion (Pleistozän)**

Die äolischen Lössablagerungen treten entlang der Westseite des Horn-Beckens sehr häufig und großflächig auf, dagegen ist dieses Sediment am Ostrand, im Kartierungsgebiet, weniger häufig und lediglich kleinflächig vorhanden. Teilweise findet man dort Löss auf ebenen Freiflächen wie südöstlich von Mold und am Edelfeld bei Kotzendorf. Meist treten die geringmächtigen Ablagerungen aber entlang des Kristallins am Ostrand des Horn-Beckens an Südhängen von Geländekuppen auf, wie es nördlich von Mörtersdorf, südlich von Loibersdorf oder nördlich von Freischling zu beobachten ist. Vermutlich kam es im Horn-Becken durch die Nord-Süd-Geometrie zu Verwirbelungen und der Wind wurde teilweise nach Süden abgelenkt, was die Position der Lössvorkommen erklärt. Dieses Sediment wurde durch zahlreiche Handbohrungen nachgewiesen (z.B. R: 705114, H: 386248; R: 704289, H: 385505; R: 704635, H: 383212) und ist lithologisch als sehr gut sortierter Silt bis Feinsand anzusprechen. Die häufig feinsandige Ausprägung des Lösses ist bedingt durch lokale Ausblasung der miozänen Sande. Dieser windverfrachtete Sand birgt eine stark abrasive Kraft und führte zur Bildung von Windkantern (SEBE et al., 2015), wie sie häufig im Horn-Becken zu finden sind (z.B. R: 704172, H: 388867; R: 704236, H: 385656; R: 704454, H: 382100).

Zusätzlich lassen sich Bereiche finden, die ein stark verlehmt, sandig-siltiges Sediment aufweisen, wie es westlich Mörtersdorf am „Mittelfeld“, bei der „Runsen“ nördlich von Kotzendorf sowie südlich von Kotzendorf zu finden ist. Oft finden sich auch Kies und Steine aus umgelagertem Kristallingestein in den Sedimentkörpern. Diese Ablagerungen wurden als deluviale Ablagerungen bzw. Solifluktionsablagerungen (STEINBICHLER et al., 2019) ausgeschieden.

### **Schwemmfächer, Schuttströme und Bachsediment (Pleistozän-Holozän)**

Auffällig sind die zahlreich auftretenden Schwemmfächer, die von Osten aus den kleinen Gräben in das Horn-Becken geschüttet sind. Lithologisch handelt es sich meistens um schlecht sortiertes, kiesiges Material. Wobei auch sandige Schwemmfächer auftreten, wie westlich von Loibersdorf, wo die Sedimente der Loibersdorf-Formation umgelagert wurden. Teilweise können sie eine Breite bis zu 100 m und eine Länge von 200 m erreichen, wie es bei Mörtersdorf, bei Loibersdorf und auf dem Edelfeld südlich von Kotzendorf zu beobachten ist. Die meisten Schwemmfächer sind allerdings deutlich kleiner, aber dennoch morphologisch klar abzutrennen. Oft stehen diese Ablagerungen in

Assoziation mit Fließrinnen, die sich aus den im Kristallin eingeschnittenen Gräben nach Westen richten und mit sandig-siltig-tonigem Bachsediment gefüllt sind. Bei den meisten Schwemmfächern lässt sich feststellen, dass sich die Schüttungsrichtung mehrfach geändert hat und sich neue Fließrinnen ausgebildet haben. Dadurch konnten sich die Schwemmfächer progressiv weiter in das Becken vorbauen oder übereinander lagern. Sehr gut lässt sich dies östlich von Mold an den Schwemmfächern vom Zigeunergraben sowie nördlich von Kotzendorf an den Schwemmfächern bei der „Runsen“ beobachten. Erstaunlich ist dabei die große Menge des transportierten Schuttes und die hohe Anzahl der Schwemmfächer, was für eine Landschaft im Voralpenland mit geringem Reliefunterschied eher unüblich ist. Erklärbar wäre dies eventuell durch den Abtrag von älteren, mächtigen Verwitterungsablagerungen am Ende des ‚Last Glacial Maximum‘ (LGM), die sich auf den kristallinen Hochebenen gebildet haben. Außerdem könnten dabei neotektonische Hebungen entlang der Moldanubischen Überschiebung eine Rolle gespielt haben.

Neben den beschriebenen Schwemmfächern wurden im Kartierungsgebiet vier markante Sedimentkörper beobachtet, die zungenförmig aus markanten Einschnitten im Kristallin nach Westen geschüttet wurden. Sie sind meist etwa 100 m breit und erreichen eine Länge bis zu einem Kilometer, teils können sie auch morphologisch abgegrenzt werden. Lithologisch bestehen die Ablagerungen überwiegend aus Blöcken und Steinen mit hohem Kies- und Sandanteil. Die plattigen Komponenten, die meist aus Bitesch-Gneis und Glimmerschiefer bestehen, zeigen in zwei Aufschlüssen eine eindeutige Einregelung (R: 704770, H: 383664; R: 704621, H: 383938). Diese Beobachtungen lassen auf Fließprozesse unter der Beteiligung von Wasser schließen, womit die Ablagerung als Mure oder Schuttstrom klassifiziert werden kann (STEINBICHLER et al., 2019). Bei Mörtersdorf lässt sich ein Schuttstrom nördlich der Ortschaft erkennen, der aus dem Einschnitt des Geiersdorfer Baches kommt und ein Schuttstrom der südlich der Ortschaft nach Nordwesten schüttet. Bei Kotzendorf befindet sich ein großer Schuttstrom, der aus der Schlucht des Teichwiesenbachs nach Südwesten schüttet. Schließlich gibt es einen weiteren Schuttstrom nördlich von Freischling, der aus dem Raanbach-Tal geschüttet wurde. Zum relativen Alter dieses Ablagerungstypus lassen sich einige Beobachtungen anstellen. In einem Erdkeller in der Kellergasse von Kotzendorf (R: 704770, H: 383664) zeigt sich eine Lage aus eingeregelt Kristallinblöcken, die sich über den Sanden der Loibersdorf-Formation abgelagert hat und von laminierten Sanden und Grobsanden überlagert wird. Die Sande im Hangenden dieser Ablagerungen werden als Solifluktionsablagerung angesehen, was auf ein pleistozänes Alter schließen lässt. In derselben Kellergasse lässt sich ein weiterer Aufschluss beobachten (R: 704819, H: 383659), hier wird der Schuttstrom, bestehend aus Kristallinblöcken, Steinen und wenig Kies, von Löss überlagert. Ebenso ist der Schuttstrom nördlich von Mörtersdorf an dessen Südseite von mächtigem Löss bedeckt. Des Weiteren schneiden sich oft kleine Bäche, wie bei Kotzendorf, durch den Schuttstrom und es lagern sich Schwemmfächer über den Schuttströmen ab, wie nördlich von Loibersdorf und Mörtersdorf. Damit sind diese Ablagerungen relativ älter als die spätesten Lössablagerungen und die vermutlich postglazialen Schwemmfächer.

## Literatur

- HAVLÍČEK, P. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 220–221, Wien.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der autochthonen Molasse – Niederösterreich). – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, 233, Wien.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M. & ROETZEL, R. (2004): Taphonomy and sequence stratigraphy of spectacular shell accumulations from the type stratum of the Central Paratethys stage Eggenburgian (Lower Miocene, NE Austria). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **246**, 69–88, Frankfurt am Main.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**/2, 50–80, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2022): High-energy, microtidal near-shore deposits and their provenance (Lower Miocene, Burdigalian/Eggenburgian, Alpine-Carpathian Foredeep, Lower Austria). – Geological Quarterly, **66**/4, 29 S., Warszawa.
- RANFTL, E.-M. (2024): Bericht 2021 über sprödetektonische Aufnahmen zwischen Breitenreich und Schönberg-Neustift auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 146–151, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, 38–54, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEBE, K., ROETZEL, R., FIEBIG, M. & LÜTHGENS, C. (2015): Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution. – Catena, **134**, 59–74, Amsterdam.
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.
- STEININGER, F.F. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A67–A70, Wien.
- STEININGER, F.F. (Hrsg.) (1999): Erdgeschichte des Waldviertels. – Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes, 2. Auflage, **38**, 194 S., Horn.
- STEININGER, F.F. & SENEŠ, J. (1971): M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der zentralen Paratethys, Band II, 827 S., Bratislava.
- Suess, F.E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **88**, 541–631, Wien.
- VACHEK, M. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 228, Wien.
- VACHEK, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 369, Wien.
- VACHEK, M. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 259–261, Wien.

## Bericht 2021–2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

EVA-MARIA RANFTL

### Einleitung

Im Herbst 2021 und Frühjahr 2022 wurden geologische Aufnahmen am Nordrand des Horn-Beckens vom Westrand des Kartenblattes nördlich von Sankt Bernhard bis zur Straße Horn-Doberndorf östlich von Mödring durchgeführt. Frühere Bearbeitungen von FRASL et al. (1991), FUCHS (1970), HAVLÍČEK (2016a, b), HAVLÍČEK & VACHEK (2017) sowie VACHEK (2018) standen als Kartengrundlagen zur Verfügung. Von HAVLÍČEK (2016a, b), HAVLÍČEK & VACHEK (2017) sowie VACHEK (2018) wurden die Festgesteine nicht differenziert, da die sedimentäre Bedeckung im Fokus stand. Diese Unterscheidung der Kristallingesteine wurde in der aktuellen Kartierung vorgenommen. Die Kartierungen von FRASL et al. (1991) und FUCHS (1970) aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, die teils auf veralteter Topografie basieren, wurden detaillierter ausgearbeitet (vgl. ROETZEL, 2021). Weiters wurden von FRASL et al. (1991) und FUCHS (1970) dargestellte Vorkommen von Marmor überprüft und genauer abgegrenzt.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Geologischer Überblick

Der Nord- und Ostrand des Horn-Beckens folgt grob der Grenze zwischen zwei tektonischen Einheiten der Böhmisches Masse, dem Moldanubikum im Süden und Westen und dem Moravikum im Norden und Osten. Dem Verlauf dieser Deckengrenze, die als Moldanubische Überschiebung bezeichnet wird (Suess, 1912), wurde bei der Kartierung am Nordrand besonders Beachtung geschenkt. Es sind nach Norden hin Gesteine der Pleißing-Decke des Moravikums und im Süden Gesteine des Drosendorf-Deckensystems der Moldanubischen Decken aufgeschlossen. Das Drosendorf-Deckensystem bildet am Kartenblatt Horn nur einen schmalen Keil zwischen dem Moravikum nördlich des Horn-Beckens und dem Gföhl-Deckensystem im Süden. Die Deckengrenze zwischen dem Drosendorf- und dem Gföhl-Deckensystem liegt hauptsächlich unter sedimentärer Bedeckung (Oligozän–Quartär). In den wenigen Aufschlüssen kann aufgrund der Lithologie der Gesteine und eines von Norden nach Süden zunehmenden Metamorphosegrades angenommen werden, dass sie etwas südlich von St. Bernhard verläuft.

Eine Untersuchung der sprödektotonischen Aktivität am Ostrand des Horn-Beckens wurde von RANFTL (2024) durchgeführt. Über die sprödektotonische Entwicklungsgeschichte des Nordrandes des Horn-Beckens und im Besonderen über die grob E-W verlaufende Mödring-Störung, wie z.B. bereits bei FRASL et al. (1991) dargestellt, ist noch wenig bekannt.

## Lithologie

Den Hauptanteil der vorgefundenen Lithologien bilden Glimmerschiefer und Paragneis des Moldanubikums sowie Orthogneis des Moravikums (Bittesch-Gneis). Amphibolite können in beiden Einheiten lagig eingeschaltet sein. Im Folgenden werden die Gesteine der Pleißing-Decke (Moravikum) und des Drosendorf-Deckensystems (Moldanubikum) vom Liegenden in das Hangende beschrieben.

### Moravikum – Pleißing-Decke

#### **Bittesch-Gneis**

Bittesch-Gneis liegt direkt nördlich der mittelsteilen Moldanubischen Überschiebung und stellt das Hangende der Pleißing-Decke des Moravikums dar. Es handelt sich dabei um einen mylonitischen Granodioritgneis (FINGER & RIEGLER, 2016) mit Kalifeldspat-Porphyrklasten von bis zu 1 cm Länge, der gerade im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung ultramylonitisch und somit feinkörniger sein kann. Die ausgeprägte Schieferung führt dort oft zu feinplattigem Bruch, die Lineation bleibt deutlich erkennbar. In der Regel zeigen gröberkristalline Muskovite auf den Schieferungsflächen die Lineation. Die Farbe des Bittesch-Gneises variiert von weißlich hellgrau bis seltener dunkelgrau.

Aplitische Lagen, Quarzmobilisate und Amphibolit-Einschaltungen treten auf, wobei Quarzadern im Bittesch-Gneis sowohl schieferungsparallel, als auch diskordant auftreten können. Nennenswerte anstehende Apliten mit bis zu etwa einem Meter Mächtigkeit, in Wechsellaagerung mit weniger mächtigen Amphiboliten, wurden zum Beispiel nordwestlich von Mödring (R: 699430, H: 395521) vorgefunden.

#### **Amphibolit**

Amphibolit tritt am Nordrand des Horn-Beckens kaum in nennenswerter Ausdehnung auf. Maximal wenige Meter mächtige Lagen wurden im Bittesch-Gneis gefunden, beispielsweise an einem Forststraßenanschnitt an der Südflanke des Eibenbachtals (R: 698322, H: 395768). Im ultramylonitischen Bittesch-Gneis in Überschiebungsnähe ist häufig eine Wechsellaagerung des Orthogneises mit zentimetermächtigen Amphibolitlagen zu beobachten. Das Gestein ist dunkelgrau, fast schwarz, bis grünlich grau und fein- bis mittelkörnig. Häufig ist eine Einregelung der länglichen Amphibole zu erkennen, auch Plagioklas und Quarz können flachlinsig gestreckt sein. Nur einzelne grobkörnige Lesesteine weisen keine merkliche Minerallineation auf.

#### **Glimmerschiefer**

Am Westrand des Kartenblattes wurde von FRASL et al. (1991) beziehungsweise FUCHS (1970) nördlich der Mol-

danubischen Überschiebung im Bittesch-Gneis ein durch eine Querstörung versetzter Glimmerschiefer aus dem Moldanubikum kartiert. Im Rahmen der Detailkartierung konnte jedoch festgestellt werden, dass es sich um eine konkordante Einschaltung von Glimmerschiefer des Moravikums innerhalb des Bittesch-Gneises handelt, die dort an einer Forststraße aufgeschlossen ist. Diese sind feinkörnig, schiefrig sowie im Millimeter- bis Zentimeterbereich wellig verfaultet, teils durch Knickfalten. Auch der Bittesch-Gneis im Hangenden zeigt hier deutliche Verfaltungen, allerdings in größerem Maßstab.

### Moldanubikum – Drosendorf-Deckensystem

#### **(Granat-)Glimmerschiefer, Paragneis**

Paragesteine bilden am Nordrand des Horn-Beckens den überwiegenden Gesteinsanteil des Moldanubikums. Häufig sind Glimmerschiefer ausgebildet, seltener Paragneis oder Quarzit, wie z.B. in der Flur Roseneck. Paragneis kann gebändert sein, mit höherem Quarz- oder Feldspatgehalt und blockigem Bruch, Glimmerschiefer ist glimmerreich bis phyllonitisch, mit gewellten Schieferungsflächen. Die Korngröße ist meist fein.

Nördlich von St. Bernhard wurde gelegentlich grobschuppiger, muskovitreicher Glimmerschiefer gefunden, beispielsweise in Feldern in den Fluren Roseneck (R: 696350, H: 395769) und nordwestlich Saferarterl (R: 695421, H: 395733). Dies könnte einerseits auf Relikte einer höheren Peak-Metamorphose im Drosendorf-Deckensystem hindeuten, andererseits auf Rekristallisation mit intensiver Fluid-Durchströmung während der Moldanubischen Überschiebung zurückzuführen sein (vgl. FUCHS & MATURRA, 1976: 5). In den größeren Glimmerschiefern sind mehrere Millimeter große Granate zu finden, am Ostrand von Mödring (R: 700014, H: 395186) in phyllonitisch-feinkörnigem, dunkelgrauem Glimmerschiefer ist der Granat nur bis zu 1 mm groß.

#### **Marmor und Kalksilikatgestein**

Marmor und untergeordnet Kalksilikatgestein kommen am Nordrand des Horn-Beckens ausschließlich im Moldanubikum in bis zu einige Meter mächtigen Lagen vor. Marmor variiert sowohl in seiner Korngröße stark, als auch in Farbe und Verfaltung. Das Farbspektrum reicht von hell-grünlich, eher bei Kalksilikat, bis bläulich-dunkelgrau. Das variable Erscheinungsbild des Marmors ist auf unterschiedlichen Reinheitsgrad und/oder unterschiedliche metamorphe Überprägung zurückzuführen. Nördlich von St. Bernhard, Richtung Kaidling (R: 695300, H: 395420), besitzt der Marmor Kalzitkristalle bis zu 2 mm Größe und tritt dort in Lagen oder gebändert im Glimmerschiefer auf. Bei Mödring ist er auch feinkörnig und fein gefaltet. Weiter östlich war zuweilen helle bis grünliche Färbung aufgrund von Diopsidgehalt anzutreffen, weshalb auf Kalksilikatgestein geschlossen wurde.

#### **Amphibolit**

Im Gegensatz zum Amphibolit im Moravikum (Bittesch-Gneis) kommen in Paragneis häufiger Amphibolite vor. Das Gestein ist im Moldanubikum ebenso dunkelgrau bis grünlich grau und fein- bis mittelkörnig. Meist ist eine Einregelung der länglichen Amphibole zu erkennen, auch

Plagioklas und Quarz können flachlinsig gestreckt sein. Vereinzelt wurden im Osten des Kartierungsgebietes etwa 2–3 mm breite, bis mehrere Millimeter lange, garbenartige Amphibole auf Schieferungsflächen beobachtet (z.B. R: 699656, H: 395308). Gelegentlich waren Marmor oder Kalksilikatgestein beziehungsweise nur Lesesteine davon in der Nähe des Amphibolit zu finden.

## **Oligozän-miozäne Sedimente und quartäre Ablagerungen auf der Böhmisches Masse**

### **St. Marein-Freischling-Formation** (Egerium–unteres Eggenburgium)

Die fluviatilen Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation, die am Nordrand des Horn-Beckens südlich der Kristallingesteine großflächig verbreitet sind (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2010; STEININGER & ROETZEL, 1991), wurden im Kartierungsgebiet auf Feldern häufig anhand von verstärktem Sandanteil und gerundetem Quarzkies von Quartäralagerungen abgegrenzt. Im Osten der Flur Roseneck waren an einem Forstweg sandige Sedimente aufgeschlossen (R: 696610, H: 395682). Östlich von Mödring, westlich der Straße Horn-Doberndorf, befindet sich ein Aufschluss an einer Terrassenkante (R: 700616, H: 394798). In diesem ist das Sediment ein Silt bis Feinsand mit kantigen bis gerundeten Grobsand- bis Feinkies-Komponenten aus Quarz und Feldspat. Richtung Nordosten, zum Hang hin, wurde in einem kleinen Aushub eine gelbbraune bis graue tonig-siltige Fazies der St. Marein-Freischling-Formation vorgefunden.

### **Loibersdorf-Formation** (unteres Eggenburgium)

Nördlich der Flur Häfler, unmittelbar westlich der Straße nach Doberndorf (R: 701113, H: 395116), wurden Sedimente kartiert, die ähnlich der St. Marein-Freischling-Formation, runde zentimetergroße Quarzkiesgerölle in rötlich sandiger Matrix besitzen. Etwa bis 1 dm große Gerölle aus Bittesch-Gneis in glimmerreichem Sand deuten jedoch auf relativ lokalen Sedimenteintrag hin, weshalb diese kleinräumig erhaltene Ablagerung, die außerdem von solifluidalem Fließen erfasst wird, der marinen Loibersdorf-Formation (STEININGER, 1971) zugeordnet wird. Es erfolgte jedoch bis dato keine Überprüfung des Fossilinhaltes dieser Ablagerung, die wahrscheinlich einen Erosionsrest darstellt.

### **Löss, teilweise Lösslehm** (Pleistozän)

In größerer Verbreitung wurden äolische, pleistozäne Ablagerungen nur nördlich von St. Bernhard, zwischen dem Safermarterl (R: 695523, H: 395764) und Roseneck (R: 696099, H: 395845) sowie südwestlich von Mödring (R: 698874, H: 395352) kartiert. Löss besitzt eine charakteristische gelbe bis beige oder rötliche Färbung. Lössige Böden auf Feldern oder in Baumwurfkuhlen an Hängen können durchaus locker und gut durchlüftet sein, während in Tallagen Lösslehm dominiert.

### **Schwemmfächer, Fließmassen- und Schuttstromsedimente** (Pleistozän–Holozän)

In der Flur Himmelreich, beiderseits der Straße nach Doberndorf, wurde bereits von FRASL et al. (1991) und HAVLÍČEK (2016a) eine mächtige Schuttstromablagerung

aufgenommen. Blöcke von Bittesch-Gneis sind auf einer Länge von mehr als einen Kilometer bis nahe an den Preußenfriedhof über Paragneise des Moldanubikums transportiert worden. Im nordwestlichen Bereich, um die Flur Häfler, kann die Größe der Blöcke mehrere Kubikdezimeter betragen, mit Längen bis zu einem Meter. Die Matrix ist locker und schlecht sortiert und mit hohem Silt- und Feinsandanteil. Auch die Farbe des Sediments variiert von orange-rot, braun bis weißlich hellbeige. Die sandigen und tonigen Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und die gut gerundeten Kiese und Sande der Loibersdorf-Formation sind ebenso in die Fließmasse integriert wie angulare Komponenten von Bittesch-Gneis sowie Löss. In einem Hohlweg nördlich der Flur Häfler (R: 700926, H: 394882) ist der Schuttstrom eindrucksvoll angeschnitten und weist eine Mächtigkeit bis zu mehreren Metern auf. Höhenprofile längs und quer über den Schuttstrom deuten sogar auf Mächtigkeiten zwischen 20 und 30 m hin.

Kleinere Schwemmfächer wurden aus nahezu allen Taleinschnitten am Nordrand des Horn-Beckens abgelagert. Ihre Zusammensetzung ist ebenso diamikt, unterscheidet sich aber deutlich von Solifluktuationsablagerungen, z.B. durch ein breiteres Spektrum an Ausgangsgesteinsmaterial und somit längere Transportwege, die über eine lokale Umlagerung hinausgehen, sowie durch größere Komponenten bis Blockgröße.

### **Solifluktuationsablagerungen** (Pleistozän–Holozän)

Solifluidale Ablagerungen befinden sich meist am Hangfuß der Kristallingesteine. Neben Anteilen von Kristallinschutt können sie leeseitig äolischen Anteil aufweisen oder kleinräumig umgelagerte oligozän-miozäne Sedimente beinhalten. Ihre Matrix ist häufig lehmig und je nach Ausgangsmaterial hell- bis dunkelbraun.

### **Fluviatile und anthropogene Ablagerungen** (Holozän)

Alluvionen treten im Kartierungsgebiet entlang des Eibenbaches und Mödringbaches, entlang der Täler von Fuchsberggraben und Kühler Graben sowie untergeordnet in kleineren Gräben auf.

Nur vereinzelt wurden anthropogene Oberflächenveränderungen ausgewiesen, wie die anthropogenen Ablagerungen im Steinbruch an der Straße Horn-Irnfritz oder an einem kleinen künstlich angelegten Teich am Eibenbach.

## **Strukturen**

### **Schieferung und Lineation**

Die Schieferung, im Bittesch-Gneis mylonitisch, fällt am Nordrand des Horn-Beckens einheitlich mittelsteil nach Süden bis Südsüdosten ein. Im Westen des Kartierungsgebietes durchschnittlich mit 162/39 (N = 58) und im Osten mit durchschnittlich 175/36 (N = 55). Die Lineation bleibt ebenso relativ konstant mit 182/45 (N = 29) im Westen und 195/35 (N = 30) im Osten.

### **Klüfte**

Klüfte verlaufen hauptsächlich NW–SE bis NNW–SSE und NE–SW bis NNE–SSW. Vor allem einige NW–SE streichende Klüfte wurden wahrscheinlich nach ihrer Entstehung bewegt, beispielsweise im Steinbruch an der Straße



Horn-Irnritz (R: 698176, H: 395711) und nordöstlich von Mödring (R: 700362, H: 395178). Auf eine Aktivierung als schräge Abschiebungen deuten dort Harnischstriemung oder Quarzfasern hin. Quarzverfüllung wurde auch weiter westlich an NW–SE orientierten Klüften im Paragneis bemerkt.

### **Kataklastisches Störungsmaterial**

Intensiv spröde deformierte Bereiche treten vorwiegend im Paragestein auf. Aufgeschlossen sind Störungen und zerklüftetes Gestein am häufigsten in ehemaligen Steinbrüchen oder Abbaugruben. An allen drei im Folgenden von West nach Ost beschriebenen Standorten wurde auch kataklastisches Störungsmaterial beobachtet.

Im Westen des Kartierungsgebietes, nördlich von St. Bernhard, Safermarterl (R: 695309, H: 395672) ist eine flache Abschiebung nach Norden beziehungsweise Nordosten in einer mehrere Meter tiefen temporären Abbaugrube aufgeschlossen. Weniger auffällige kleinere Störungen in der Grube und Klüfte im unverstellten Glimmerschiefer streichen NW–SE – wie eine der beiden Hauptstreichrichtungen der Klüfte im gesamten Kartierungsgebiet – und etwa ENE–WSW. In NW–SE-Streichrichtung wurden zudem quarzverfüllte Klüfte im unverstellten Bereich beobachtet. Geringmächtige Lagen von dunkelgrau-schwarzem Ultrakataklasit oder Fault Gouge wurden im Paragneis und Glimmerschiefer einerseits auf der Schieferung, andererseits entlang der kleineren Störungen gefunden.

Ein ehemaliger Abbau in einer größeren Marmorlinse nördlich der Flur Hofgarten (R: 697867, H: 395674) zeigt stark zerscherten Paragneis und Marmor mit Dolomitanteil. Die Gesteine sind teils in Stückchen kleiner 1 cm zerlegt. Die Paragneis- und Marmor-Schieferung ist in der Regel versteilt und streicht E–W bis ESE–WNW.

Nur 300 m Richtung ENE liegt der ehemalige Steinbruch an der Straße Horn-Irnritz (R: 698176, H: 395711). Durch diesen verläuft die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum, da dort sowohl Bittesch-Gneis als auch Paragesteine anstehen. Jüngere spröde Störungen streichen steil NNE–SSW oder fallen mit 40–45° nach Nordosten und Osten ein. Es wurden einerseits die älteren Klüfte nachbewegt, andererseits liegen konjugierte Abschiebungen vor. Etwas südöstlich, zwischen den beiden nahegelegenen Aufschlüssen nördlich der Flur Hofgarten, wurden stark aufgelockerte Gesteine und vergleichsweise mächtige Bedeckung aus Kristallinschutt beobachtet, was auf eine stärkere Zerrüttung in diesem Bereich schließen lässt.

### **Diskussion**

Marmor wurde größtenteils dort vorgefunden, wo dieser auch von FUCHS (1970) kartiert wurde. Die detailliertere Kartierung ergab jedoch eine deutliche Abweichung in der Ausdehnung der Marmorkörper und es wurden einige zusätzliche kleine Vorkommen aufgenommen. Nur teilweise Übereinstimmung mit den bestehenden Manuskriptkarten (FRASL et al., 1991; FUCHS, 1970) zeigt auch der neu kartierte Verlauf der Deckengrenze zwischen Moravikum und Moldanubikum (Moldanubische Überschiebung), dies vor allem anhand von Aufschlüssen in Gräben und Tälern. Neuere Forststraßeneinschnitte ermöglichen zusätzli-

che Korrekturen zum Verlauf der Deckengrenze. Diese ist gelegentlich an NW–SE und NNW–SSE streichenden kleineren Störungen seitlich versetzt, die grob einer Hauptkluftrichtung im Kartierungsgebiet folgen. Morphologisch sind diese Richtungen durch Taleinschnitte im Kristallin deutlich erkennbar, beispielsweise nördlich Poigen-Roseneck. Zum Beispiel Harnischstriemung und Quarzfasern auf Flächen mit NW–SE-Streichen bezeugen, dass bereits vorhandene Klüfte abschiebend bis schräg-abschiebend nachbewegt worden sind.

Die Mödring-Störung verläuft am Nordrand des Horn-Beckens von Poigen bis nördlich von Breiteneich grob in W–E-Richtung. Zwischen Poigen und Roseneck kennzeichnen oben erwähnte Störungen, welche die Deckengrenze zwischen Moravikum und Moldanubikum versetzen, das Westende der Störung. Dem Winkel nach, die diese mit der Mödring-Störung einschließen, handelt es sich um syn- und antithetische Riedelscherflächen. Sie entstanden dadurch, dass bereits vorhandene Klufflächen im kompetenten Bittesch-Gneis benutzt und zu Störungen verbunden wurden. Östlich vom Aufnahmegebiet endet die Mödring-Störung beim Stockgraben an der Breiteneich-Störung, deren Streichrichtung dem Streichen der ‚antithetischen Riedelscherflächen‘ der Mödring-Störung entspricht. Insgesamt zeigt damit die Geometrie an der Mödring-Störung eine dextrale, nach Süden abschiebende Kinematik.

Im Unterschied zum Ostrand des Horn-Beckens, für den eine ältere spröde tektonische Deformationsphase im spätesten Karbon bis frühen Perm und eine jüngere, post-eggenburgische unterschieden wurden (RANFTL, 2024), dominieren am Nordrand Hinweise auf jüngere Aktivität. Diese ist wahrscheinlich mehrphasig, beginnend im späten Oligozän. Anders als am Ostrand des Horn-Beckens (RANFTL, 2024; ROETZEL, 2021) wurde dunkelgrauer bis schwarzer Fault Gouge am Nordrand kaum vorgefunden. Eine dunkle Färbung des Bodens ist meist auf das Vorhandensein von verwittertem dunklem Marmor zurückzuführen.

In den älteren Manuskriptkarten (FRASL et al., 1991; FUCHS, 1970) ist die Mödring-Störung entlang der Grenze zwischen Festgestein und Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation (Egerium-unteres Eggenburgium) dargestellt. Im Zuge der aktuellen Kartierung wurde der Verlauf der Mödring-Störung morphologisch interpretiert. Sie folgt dem Geländeknick zwischen den Glimmerschiefern, weitgehend von quartären Ablagerungen bedeckt, und der St. Marein Freischling-Formation. Dies deutet auf abschiebende Deformation während dem Egerium bis Eggenburgium hin. Die mächtige Schuttstromablagerung östlich von Mödring (Flur Himmelreich) überlagert und beinhaltet Sedimente des Egeriums bis unteren Eggenburgiums und weist auf eine länger andauernde Reliefbildung durch Störungsaktivität hin.

Die Mödring-Störung deutet mit ihrer dextralen, schräg abschiebenden Kinematik auf eine SW–NE-Dehnung, die mit einer NW–SE gerichteten Einengung einhergeht. Eine NW-gerichtete Einengung entspricht der regionalen Horizontalspannungsverteilung, welche auch rezent vorherrscht (REINECKER & LENHARDT, 1999). So kann die Mödring-Störung zusammen mit der Breiteneich- und Mörtersdorf-Störung maßgeblich zur spröde tektonischen Entwicklung des Horn-Beckens ab dem Oligozän beigetragen haben.

## Zusammenfassung

Die vorangegangenen Kartierungen (FRASL et al., 1991; FUCHS, 1970) am Nordrand des Horn-Beckens konnten durch die aktuelle Kartierung verfeinert werden, im Besonderen der Verlauf der Deckengrenze zwischen Moravikum und Moldanubikum (Moldanubische Überschiebung). Die Lage und Größe der Marmorkörper wurden aktualisiert. Ebenso wurde der Verlauf der spröden Mödring-Störung nach lithologischen und morphologischen Kriterien genauer festgelegt. Die Kinematik der Mödring-Störung ist schräg dextral nach Süden abschiebend, wie auch syn- und antithetische Riedelscherflächen zeigen.

Im Vergleich zum Ostrand des Horn-Beckens, für den eine wesentlich ältere Deformationsphase und eine jüngere unterschieden wurden (RANFTL, 2024), hat sich an der Mödring-Störung hauptsächlich jüngere sprödetektonische Aktivität abgebildet. Es ist daher anzunehmen, dass die Hauptaktivität mit erheblichem Vertikalversatz an der Mödring-Störung etwa ab dem späten Oligozän stattgefunden hat. Ein mächtiger Schuttstrom deutet auf ein Andauern der Störungsaktivität zumindest im Miozän.

## Literatur

- FINGER, F. & RIEGLER, G. (2016): Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 225–229, Wien.
- FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – 1 Manuskriptkarte, Maßstab 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08063-ÖK25V/21-3]
- FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970/5**, 26–27, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 1–43, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 229–231, Wien.
- HAVLÍČEK, P. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 231–234, Wien.
- HAVLÍČEK, P. & VACHEK, M. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 315–317, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103/2**, 50–80, Wien.
- RANFTL, E. (2024): Bericht 2021 über sprödetektonische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 146–151, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. (1999): Present-day stress field and deformation in eastern Austria. – Geologische Rundschau, **88**, 532–550, Berlin. <https://doi.org/10.1007/s005310050283>
- ROETZEL, R. (2021): Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 164–180, Wien.
- STEININGER, F. (1971). Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). – In: STEININGER, F. & SENES, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus, Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys, Band II, 104–167, Bratislava.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R. (1991). Geologische Grundlagen, Lithostratigraphie, Biostratigraphie und chronostratigraphische Korrelation der Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 102–108, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SUESS, F.E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **88**, 541–631, Wien.
- VACHEK, M. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 116–117, Wien.

## Bericht 2021 über sprödetektonische Aufnahmen zwischen Breitenreich und Schönberg-Neustift auf Blatt 21 Horn

EVA-MARIA RANFTL

### Einleitung

Das Aufnahmegebiet befindet sich in Niederösterreich im Waldviertel auf Blatt 21 Horn am Ostrand des Horn-Beckens und im unteren Kamtal. Die Aufnahmepunkte liegen von Nord nach Süd bei Breitenreich, Maria Dreieichen, Mörtersdorf, Kriegenreith, Stiefern, Schönberg, Schönberg-Neustift und Zöbing. In erster Linie wurden Lithologie und Strukturen in Aufschlüssen von spröde deformierten Gesteinen aufgenommen, um Verlauf und Kinematik der Störungen entlang vom Ostrand des Horn-Beckens sowie der Störung bei Schönberg besser interpretieren zu können. Die Ergebnisse sollen zum Verständnis der Entstehung des Horn-Beckens beitragen.

Das Kartenmanuskript von Blatt 21 Horn, vor allem mit Kartierungen von ROETZEL (2017, 2021), diente als detaillierte geologische Kartengrundlage. Den Störungen beziehungsweise vermuteten Störungen aus diesem Kartenmanuskript sowie Hinweisen von R. Roetzel zu Aufschlüssen mit Störungsgesteinen wurde nachgegangen. Dabei wurden auch Störungen, die im Höhenmodell 2 x 2 m eine merkliche Morphologie in Form von linearen Geländekanten zeigen, berücksichtigt. Von spröde deformierten Gesteinsproben wurden insgesamt 12 Dünnschliffe angefertigt.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

## Geologischer Überblick

Die beiden tektonischen Einheiten in der südöstlichen Böhmisches Masse, Moldanubikum und Moravikum, stehen entlang einer markanten, flach lagernden Deckengrenze in Kontakt. Da das Moldanubikum das Moravikum überlagert, wird diese Deckengrenze nach SUESS (1912) als Moldanubische Überschiebung bezeichnet. Auf dem Kartenblatt Horn verläuft diese Deckengrenze entlang des Nord- und Ostrand des Horn-Beckens. Die bearbeiteten Störungen am Ostrand des Horn-Beckens und im unteren Kampthal verlaufen entlang oder im Nahbereich dieser Deckengrenze. An den Aufnahmepunkten sind daher Gesteine der Pleißing-Decke des Moravikums und des Gföhl-Deckensystems des Moldanubikums aufgeschlossen. Ebenso treten entlang der Störungen tektonische Fenster der Pleißing-Decke mit moravischem Orthogneis (Bittesch-Gneis) und seinen Nebengesteinen im Moldanubikum auf. Nennenswert sind drei Fenster die sich, von Norden nach Süden genannt, bei Maria Dreieichen, Mörtersdorf und Schönberg befinden.

Känozoische spröde tektonische Aktivität hat zur Beckenbildung beigetragen, wie insbesondere die Morphologie in Form von scharfen linearen Geländekanten, gerade am Ostrand des Horn-Beckens, erkennen lässt. Mitverantwortlich für die Anlage der Störungen am östlichen Beckenrand ist das NE-SW streichende sinistrale Diendorf-Boskovice-Störungssystem, das von Wieselburg über Melk-Krems-Znaim bis zum Boskovice-Graben verfolgbar ist.

Die Diendorf-Störung (SUESS, 1926) und die parallele Waitzendorf-Störung (ROETZEL, 1996) sind Teil des Diendorf-Boskovice-Störungssystems. Im Südosten des Kartenblattes verläuft die Diendorf-Störung, zum Teil morphologisch gut erkennbar, von Zöbing bis Maissau und im Nordosten die Waitzendorf-Störung von etwa Stockern bis Rafing, wobei sie dort morphologisch weniger ausgeprägt ist.

## Lithologie

### Moravikum (Pleißing-Decke)

Im Folgenden werden die Gesteine der Pleißing-Decke vom Hangenden in das Liegende beschrieben, teils mit Beispielen für duktile wie spröde Deformation an den einzelnen Aufnahmepunkten.

### Bittesch-Gneis

Der Bittesch-Gneis befindet sich direkt östlich der Deckengrenze der Moldanubischen Überschiebung, wo er das Hangende der Pleißing-Decke des Moravikums darstellt. Am Ostrand des Horn-Beckens tritt der Bittesch-Gneis mylonitisch bis ultramylonitisch auf, die spröde tektonische Beanspruchung variiert ebenfalls stark. Viele der Aufnahmepunkte liegen im Bittesch-Gneis, hauptsächlich in drei tektonischen Fenstern, zu deren Entstehung intensive spröde tektonische Deformation beigetragen hat.

Zwei Dünnschliffe aus kataklastischem Bittesch-Gneis lassen in intakten Komponenten das primäre metamorphe Mineralgefüge erkennen. Die Matrix besteht aus lagig rekristallisiertem Quarz und eingeregelter Muskovit und

Biotit, der in kataklastischen Domänen chloritisiert sein kann. Prismatische Kalifeldspat-Porphyroklasten erreichen eine Länge von bis zu 1 cm.

Im Aufschluss kann der Bittesch-Gneis an nur wenigen Klüften in dezimeter- bis metergroße Blöcke zerlegt und dazwischen intakt sein. Es treten allerdings auch Bereiche mit deutlich stärkerer Zerlegung auf. In Maria Dreieichen sei ein Aufschluss erwähnt, der eine ausgeprägte spröde Deformation unter weitgehender Beibehaltung des primären Gefüges aufweist (R: 704895, H: 390343). Das Gestein ist bereichsweise aufgelockert, wobei die Schieferung aber teils noch messbar bleibt, was aber nicht für den gesamten Aufschluss gilt.

### Glimmerschiefer und Paragneise

Größere Lagen aus überwiegend Glimmerschiefer und untergeordnet Paragneis treten innerhalb der Pleißing-Decke zwischen den verschiedenen Orthogneislagen auf. Die Glimmerschiefer und Paragneise sind weiter verbreitet als Marmor und Kalksilikatgesteine und selten auch als Einlagerung im Bittesch-Gneis zu finden. Phyllonitische Glimmerschiefer sind als Lagen im Bittesch-Gneis im tektonischen Fenster im Süden von Schönberg aufgeschlossen. Dort treten sie gemeinsam mit Marmor in E-W verlaufenden Gräben auf, sind eng geschiefert und brechen dünnplattig. Duktile wie spröde Deformation ist an hellen, verfalteten Quarzlagen im dunkelgrauen, feinkörnigen Glimmerschiefer gut ersichtlich. Wenn das Gestein nicht zu stark kataklastisch deformiert ist, lässt die Schieferung westliches bis südwestliches Einfallen erkennen. Einige makroskopische Elemente wie Scherbänder oder Falten lassen einen Schersinn unter duktilen Bedingungen in nordöstliche Richtung ableiten.

### Marmor und Kalksilikatgestein

Marmor und Kalksilikatgesteine kommen laut den Manuskriptkarten größtenteils zwischen den verschiedenen Orthogneislagen der Pleißing-Decke vor und treten in kleineren Vorkommen auch in den tektonischen Fenstern von Bittesch-Gneis zutage. An Aufnahmepunkten zwischen Mold und Maria Dreieichen wurde Marmor häufiger angetroffen.

Beide Lithologien wurden in einem Aufschluss nahe dem Cholerafriedhof in Maria Dreieichen beprobt (R: 704874, H: 390262). Der Marmor ist wie in anderen Aufschlüssen hellgrau, mit etwa 85 Vol.-% Kalzitanteil als unreiner Marmor anzusprechen und führt etwas Plagioklas sowie wenig Chlorit. Die isoklinal verfalteten Quarzlagen weisen auf starke duktile Deformation. Das Kalksilikatgestein weist eine dunkelgraue, feinkörnige Matrix aus Quarz, Kalzit, Amphibol und Chlorit auf. Vereinzelt treten große Plagioklase auf. Im Dünnschliff zeigt ein etwa 2 cm großer Sigmaklast für die duktile Deformation einen Schersinn mit Top in nördliche Richtung an. HUET (2019) und SCHANTL (2017, 2018) berichten ebenfalls von zahlreichen Schersinnindikatoren Top nach Norden bis Nordosten, welche die Bewegungsrichtung während der Moldanubischen Überschiebung repräsentieren.

### Kriegenreith-Gneis

HUET (2019) beschreibt den Kriegenreith-Gneis als dunklen, mafischen Orthogneis, charakterisiert durch bis zu 1 mm große Plagioklas-Porphyroklasten. An den Auf-

nahmepunkten bei Kriegenreith (R: 706305, H: 381547) ist dieser allerdings stark kataklastisch und verquarzt. Komponenten des Ausgangsgesteins messen maximal wenige Zentimeter im Durchmesser, sie zeigen ein mylonitisches Gefüge. Im Dünnschliff, der wesentlich kleinere Gesteinsfragmente aufweist, kann die von HUET (2019) genannte Quarz-Rekristallisation (Subgrains, Grain Boundary Migration) dennoch beobachtet werden.

Der Mineralbestand der Komponenten mit Quarz und Plagioklas stimmt mit dem Kriegenreith-Gneis teilweise überein, es treten jedoch weniger Glimmer und zusätzlich Chlorit sowie Serizit-Alteration im Plagioklas auf. Die Aufnahmepunkte bei Kriegenreith befinden sich an einer morphologisch auffälligen NNE–SSW verlaufenden Geländekante, an der auch SCHANTL (2017, 2018) eine Abschiebung nach Westen annimmt. Die an der ausgeprägten Geländekante freiliegenden Bruchflächen sind deutlich verwittert und zeigen kaum Harnischstriemungen. Die Matrix wurde um härtere angulare Gesteinsfragmente bis zu 1 cm tief gelöst, sodass diese kataklastischen Fragmente herausgewittert sind. Zweimal konnte dextraler Schersinn interpretiert werden, einmal direkt an der nach Westen fallenden Geländekante sowie an einer glatteren NNE streichenden Harnischfläche, die somit eine synthetische Riedelscherfläche darstellen kann.

## **Moldanubikum (Gföhl-Deckensystem)**

### ***Paragneis mit (Granat-)Glimmerschiefer- und Quarzitlagen***

Paragesteine stellen entlang der Aufnahmepunkte am Ostrand des Horn-Beckens den überwiegenden Gesteinsanteil im Moldanubikum dar. Paragneis kann gebändert sein, mit höherem Quarz- oder Feldspatgehalt und blockigem Bruch oder glimmerreich bis phyllonitisch, mit welligen Schieferungsflächen. Die Korngröße variiert von fein bis mittelkörnig und größere, linsenförmig deformierte Quarz-Feldspat-Aggregate sowie Quarzmobilisate können auftreten. Häufig sind Glimmerschieferlagen, seltener ist Quarzit eingeschaltet.

Auf einem Forstweg im Heimtal östlich von Stiefern (R: 703291, H: 377756) wurde Granat-Glimmerschiefer in Paragneisen beobachtet. Die idiomorphen Granate erreichen Durchmesser von bis zu einem Zentimeter. In einem Tälchen auf der gegenüberliegenden Talseite sind stark spröde beanspruchte Paragneise aufgeschlossen.

### ***Amphibolit***

Amphibolit tritt am Ostrand des Horn-Beckens in subparallel zum Rand streichenden schmalen Lagen und kleineren Linsen im Paragneis auf. An zwei 700 m voneinander entfernten Aufnahmepunkten in Breiteneich (R: 703269, H: 392804) und südlich dieser Ortschaft (R: 703661, H: 392237) sind größere Amphibolitkörper aufgeschlossen. Das Gestein weist Korngrößen kleiner als 1 mm und eine Bänderung im Millimeter- bis Zentimeterbereich auf. Schwarze bis dunkelgrüne Hornblende-Lagen wechseln mit helleren bis weißen, plagioklas- und quarzreichen Bereichen ab. Die leukokraten Lagen können der Häufigkeit von Lesesteinen zufolge auch größere Mächtigkeit erreichen. Auffällig war das unterschiedliche Einfallen der Foliation, nach Süden im nördlicheren Aufschluss und nach Westen im südlichen Aufschluss.

### ***Granulit***

Moldanubischer Granulit ist bei Schönberg-Neustift in einem Graben 80 bis 100 m südöstlich der Diendorf-Störung aufgeschlossen (R: 704998, H: 387710) und größtenteils in zentimeter- bis dezimetergroße kantige Stücke zerlegt. Das Gestein ist hell bis weiß, fein- bis mittelkörnig und kann eine bräunliche Bänderung parallel zur nach Süden einfallenden mylonitischen Schieferung zeigen. In der Matrix aus Quarz und Feldspat sind etwa 1 mm große Granate auch makroskopisch erkennbar. Die von SCHANTL (2016) beschriebene Rekristallisation von Quarz, Feldspat und Plagioklas des Zöbing-Granulitkörpers konnte im Dünnschliff beobachtet werden, ebenso strahliger Sillimanit, Biotit und akzessorisch Apatit und Rutil. Zusätzlich sind Chloritsäume mit feinem Epidot um Granat und Atoll- oder Skelettgranate zu erwähnen.

### ***Serpentinit***

Ein kleiner, massiger Aufschluss findet sich im Granulit bei Schönberg-Neustift (R: 703589, H: 373951), begleitet von einige Meter mächtigem Biotitschiefer. Ein weiteres, größeres Vorkommen ist bei Mörtersdorf in einem ehemaligen Abbau aufgeschlossen (R: 705268, H: 387515). Der Serpentinit ist dort zwischen einer langgestreckten, etwa NE–SW streichenden Amphibolitlage und Gföhl-Gneis eingeschaltet und deutlich deformiert. Neben einer Harnischfläche (079/87) mit Harnischstriemung (164/23) wurden Falten mit zur Harnischfläche nahezu parallelen Schenkeln und einer NNE–SSW streichenden Faltenachse vorgefunden. Das Einfallen der Achsenfläche beträgt 260/45 und ist damit parallel zur regionalen Schieferung.

### ***Sprödes Störungsmaterial***

Durch spröde Deformation entwickelten sich neben diskreten Klüften und Harnischflächen zerscherte Gesteine mit einigermaßen gleichmäßiger Zerlegung der Gesteine in bis zu wenige Zentimeter kleine Stücke. In der Beschreibung der einzelnen Gesteine, siehe oben, wurden konkrete Fallbeispiele diskutiert, generell treten folgende Störungsmaterialien auf:

### ***Fault Gouge***

Als lockeres, teilweise fein zerriebenes Störungsmaterial ist Fault Gouge an der dunkelgrauen bis schwarzen Färbung des sonst braunen Bodens zu erkennen. Fault Gouge tritt häufiger in Paragneis und Glimmerschiefern auf, vor allem um Stiefern, wurden aber ebenso bei Mörtersdorf sowie innerhalb des tektonischen Fensters mit Bittesch-Gneis bei Maria Dreieichen gefunden (ROETZEL, 2021). Parallel zur Schieferung sind bisweilen etwa 1 cm mächtige dunkle Lagen mit Störungsmaterial anzutreffen, die einen Übergang von Fault Gouge zu Ultrakataklasit markieren, etwa bei Maria Dreieichen (R: 704970, H: 390925).

### ***Kataklastische Gesteine***

Verfestigte Störungsmaterialien mit angularen Komponenten wurden gelegentlich vorgefunden, vor allem im Bittesch-Gneis bei Maria Dreieichen und im Heimtal östlich von Stiefern (R: 703288, H: 377606). Ein Dünnschliff aus Maria Dreieichen dokumentiert kataklastisches Fließen in einem Ultrakataklasit. Stark verquarzte, kataklastische Kriegenreith-Gneis tritt bei Kriegenreith an einer eindruckvollen, steilen Geländekante auf.

## **Störungen**

Die bearbeiteten Störungen sind größtenteils auf der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) schematisch eingetragen und ihr Verlauf wurde im Zuge der Kartierungen von ROETZEL (2017, 2021) und SCHANTL (2017, 2018) genauer verortet. Im Folgenden werden sie von Süden nach Norden kurz beschrieben und benannt.

Die N–S streichende Schönberg-Störung prägt den Tal-ausgang des unteren Kamptales und verläuft auf dem Kartensblatt von nördlich Zöbing über Schönberg zum Kalvarienberg südlich Stiefen. Es schließen in nordöstliche Richtung bis zum Tiefenbach parallel versetzte kurze Störungen an, deren Verlauf morphologisch in Gräben erkennbar ist und durch Aufschlüsse mit Fault Gouge gestützt wird. Sie zeigen eine Aufspaltung der Schönberg-Störung in den Paragesteinen des Moldanubikums.

Die Mörtersdorf-Störung verläuft von Freischling über Mörtersdorf bis Maria Dreieichen und bildet den N–S verlaufenden Ostrand des Horn-Beckens. Im mittleren Abschnitt verläuft die Störung direkt entlang der Moldanubischen Überschiebung, ansonsten in den Paragesteinen des Moldanubikums.

Östlich der Schönberg- und Mörtersdorf-Störung verläuft im Moravikum die Kriegenreith-Störung. Sie streicht NNE–SSW, vom westlichen Manhartsberg bis südöstlich von Harmannsdorf. Bei Kriegenreith ist sie morphologisch am auffälligsten, der östliche Block bildet eine eindrucksvolle Geländekante, die auf eine Abschiebung des westlichen Blocks hindeutet. Eine vergleichbare Morphologie, zumeist mit sehr viel geringerer Versatzhöhe, markiert den Verlauf der Kriegenreith-Störung.

Die Maria Dreieichen-Störung bildet die östliche Grenze des Fensters mit Bittesch-Gneis bei Maria Dreieichen. Die N–S verlaufende Störung ist östlich von Mold beim Graben im Unteren Molder Berg von der Mörtersdorf-Störung abgeschnitten und verläuft über den Cholerafriedhof in den Graben nordöstlich Maria Dreieichen.

Die Breiteneich-Störung verläuft NW–SE streichend von Maria Dreieichen über Breiteneich bis zum Ausgang des Stockgrabens und verbindet damit den Ostrand des Horn-Beckens mit dem Nordrand. Laut R. Roetzel (pers. Mitt.) ist eine nach Südwesten abschiebende Bewegung durch die Versetzung der St. Marein-Freischling-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2010) bis Breiteneich gesichert. Diese Abschiebung war in der aufgelassenen Sandgrube Breiteneich, südöstlich des Ortes, aufgeschlossen.

Die Benennung dieser Störungen wurde in der Datenbank „Tektonische Grenzflächen“ der Geologischen Bundesanstalt (HINTERSBERGER et al., 2017) ergänzt und soweit möglich erfolgte auch die Attribuierung, beispielsweise die Zeit ihrer Aktivität und ihre Kinematik betreffend.

## **Duktile und spröde Strukturen**

### ***Sekundäres planares Gefüge und Lineation in den metamorphen Gesteinen***

Die Schieferung beziehungsweise Foliation der Gesteine fällt am Ostrand des Horn-Beckens generell mit 30° bis 80° in westliche Richtung ein. Die Lineation auf den Schieferungsflächen streicht NE–SW bis N–S. In einigen Bereichen schwankt die Einfallsrichtung der Schieferung

bis SSW und in einem Amphibolit-Aufschluss in Breiten-eich, sowie im Granulit bei Schönberg, im Einflussbereich der Diendorf-Störung, fällt die Foliation beziehungsweise Schieferung gegen Süden ein. Einfallen gegen WNW wurde bei Kriegenreith, an einer zum Ostrand des Horn-Beckens östlich subparallelen linearen Geländekante (R: 706305, H: 381547) beobachtet. Etwa 200 m östlich dieser Störung (z.B. SCHANTL, 2017, 2018) fällt die Schieferung flach nach Südwesten ein.

Innerhalb der nördlichen tektonischen Fenster mit Bittesch-Gneis ist dessen ausgeprägte mylonitische Schieferung oft steilstehend bis saiger. Deutlich ist die Versteilung zwischen Mold und Maria Dreieichen (R: 704925, H: 390026) und nördlich von Mörtersdorf, Fräuleingraben (R: 703288, H: 377606), v.a. an den westlichen Rändern der beiden tektonischen Fenster. Im Fenster bei Mörtersdorf wurden im Fräuleingraben als Ausnahme flach nach SE fallende Schieferungsflächen gemessen. Nach nur etwa 50 m Richtung Osten dreht sich das NW-Einfallen zu flachem SE-Fallen, die Lineation ändert sich dabei nur geringfügig von NNE–SSW auf NE–SW. Im südlichsten Fenster bei Schönberg ändert sich das Einfallen der Schieferung von südwestfallend in den südlichen Aufschlüssen zu westfallend 0,5 km weiter nördlich. Die Lineation streicht im Süden des Fensters bei Schönberg nach NNW–SSE und N–S im Norden.

### ***Harnischflächen, Harnischstriemungen und Schersinnindikatoren***

Lineare Strukturen wie Harnischstriemungen, die unter spröduktilen bis spröden Bedingungen entstanden, sind vorwiegend flach orientiert und zeigen seitenverschiebende Bewegung an. Schersinnindikatoren deuten häufiger auf einen dextralen als auf einen sinistralen Bewegungssinn der aufgenommenen Störungen hin. So beispielsweise an der Störung bei Kriegenreith. Einige N–S streichende Harnischflächen im Granulit bei Schönberg-Neustift zeigen ebenfalls dextralen Bewegungssinn.

In einem ehemaligen Steinbruch im östlichen Block der Störung bei Schönberg (R: 703133, H: 376513) ist über mehrere Quadratmeter eine NNE–SWW streichende Harnischfläche aufgeschlossenen. An dieser weisen z.B. Abrisskanten auf dextralen Schersinn hin, welcher schräg nach NNW abschiebend überprägt wurde. Eine ähnliche Deformationsabfolge, jedoch mit schrägen Aufschiebungen nach NNE und überprägenden schrägen Abschiebungen nach NNW ist sowohl auf den Schieferungsflächen des Glimmerschiefers im Steinbruch zu finden, als auch in der Schuttdeponie 450 m weiter nordnordwestlich (R: 703023, H: 376571). Als Ausnahme wurde eine leicht schräge seitenverschiebende Harnischstriemung (348/26) in Fault Gouge an einer Harnischfläche (070/74) in der Schuttdeponie bei Schönberg gefunden, jedoch ohne eindeutige Schersinnindikatoren. Solche möglicherweise jüngeren spröden Seitenverschiebungen in Fault Gouge wurden nur bei Schönberg beobachtet.

### ***Klüfte***

Häufig treten steil stehende Klüfte senkrecht zur Schieferung sowie parallel zur Fallrichtung und teils auch zur Lineation auf. Teilweise sind Klüfte seitenverschiebend nachbewegt. Ansonsten können konjugierte Klüfte für die meisten Störungen interpretiert werden. Diese bilden E–W-

bis NE–SW gerichtete Dehnung ab. Östlich von Stiefen (Kalvarienberg, R: 703164, H: 377349) tritt ein komplexes Klufnetz in Erscheinung, das zusätzlich NW–SE gerichtete Dehnung impliziert. Eine subvertikale 1,5 cm breite Ader, parallel zur steil gestellten Schieferung, zeigt östlich von Mold (R: 704823, H: 389492) synkinematisches Quarzkristallwachstum in horizontaler Richtung.

## Diskussion

Die N–S streichenden Störungen auf dem Kartenblatt Horn werden als Strukturen gesehen, die durch Bewegungen am Diendorf-Störungssystem initiiert wurden. An einem Übertritt der Diendorf-Störung zur Waitzendorf-Störung konnte sich durch die ursprünglich sinistral seitenverschiebende Deformation an den beiden Störungen zwischen diesen ein Releasing Bend mit N–S verlaufenden extensionellen Duplex-Strukturen ausbilden (vgl. DECKER, 2000; TWISS & MOORES, 1992). Die Kriegenreith-Störung entwickelte sich wahrscheinlich aus einer antithetischen Riedelscherfläche der Diendorf-Störung, wie der als dextral interpretierte Schersinn bekräftigt. Bei den N–S streichenden Harnischflächen im Granulit handelt es sich womöglich um lokal ausgebildete, antithetische Riedelscherflächen der Diendorf-Störung. Die frühen Seitenverschiebungen könnten zwischen Oberkarbon und unterem Perm entstanden sein, also während der Aktivitätsphase des Diendorf-Störungssystems, welche die Ablagerung permo-karboner Sedimente in syntektonischen Gräben zur Folge hatte (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 2015; WALDMANN, 1922).

An einem extensionellen Duplex am Ostrand des Horn-Beckens könnten Abschiebungen nach Osten zur Entstehung der tektonischen Fenster beigetragen haben. Hinweise auf eine E–W-Extension liegen vor, wenngleich keine Harnischflächen mit abschiebendem Bewegungssinn gefunden wurden.

Die jüngsten Bewegungen, die für die rezente Morphologie am Ostrand mitverantwortlich sind, sind Abschiebungen nach Westen.

Somit kann für die N–S streichenden Störungen eine mindestens zweiphasige sprödetektonische Entwicklung interpretiert werden, nämlich

- seitenverschiebende Bewegung, wahrscheinlich aktiv zwischen Oberkarbon und unterem Perm, mit begleitenden Abschiebungen nach Osten und
- grob E–W gerichtete Extension im Oligozän–Neogen.

### Seitenverschiebungen

Seitenverschiebende Bewegung wird für die Schönberg-, die Mörtersdorf-, die Maria Dreieichen- und die Kriegenreith-Störung angenommen.

Ein sinistraler Versatz bei Schönberg und untergeordnete Abschiebung des östlichen Störungsblockes, wie aus dem Kartenbild anhand des tektonischen Fensters ableitbar ist, kann ebenfalls durch eine frühe Deformationsphase am Diendorf-Störungssystem und Ausbildung eines extensionellen Duplexes erklärt werden. Versteilte NW–SE- bis N–S streichende Schieferungsflächen innerhalb der nördlichen tektonischen Fenster bei Maria Dreieichen (z.B. R: 704925, H: 390026) und nördlich von Mörtersdorf (Fräuleingraben,

R: 704998, H: 387710) werden auf eine frühe sprödetektonische, seitenverschiebende Aktivität entlang dieser Störungen zurückgeführt. Parallel zur metamorphen Schieferung kommen bis einige millimeterdicke (dunkel)graue oder grünlich chloritisierte feine Phyllosilikatlagen vor. Eine spröde Deformation an der Maria Dreieichen-, der Mörtersdorf-Störung und den kurzen, parallelen Übertrittstörungen der Schönberg-Störung wird ebenso durch dunkelgrauen bis schwarzen Fault Gouge und Ultrakataklasit und kataklastischen Bittesch-Gneis in den tektonischen Fenstern bei Maria Dreieichen und Mörtersdorf beziehungsweise an deren Rändern deutlich. Im Fenster bei Mörtersdorf wurde im Westen steiles Einfallen nach Südwesten gemessen, zum Ostrand des Fensters hin flaches Einfallen nach Südosten. Dazwischen tritt stark beanspruchtes Störungsgestein auf, teils spröde deformiert, teils isoklinal verfalltet. Ursache dafür ist vermutlich eine (Groß)Falte, die während der Moldanubischen Überschiebung entstanden ist und später sprödetektonisch überprägt wurde.

Im kataklastischen Kriegenreith-Gneis wurde dextral seitenverschiebender Schersinn interpretiert. Das an den Aufnahmepunkten an einer auffälligen Geländekante verhärtete Gestein wurde im spröde-duktil-Übergangsbereich von Quarz zerbrochen und anschließend zementiert. Für diese Vorgänge kann von einer Temperatur im Bereich um die 300 °C ausgegangen werden (vgl. HUET, 2019). Gegen Osten, 200 m von der Störung entfernt, ändert sich das Einfallen der Schieferung von steiler nach West zu flach nach Südwest. Demnach kann eine Verstellung durch Bewegungen entlang der Störung stattgefunden haben. Die morphologisch wirksame Abschiebung nach Westen war deutlich später aktiv.

Bei Schönberg-Neustift scheint der zur Diendorf-Störung subparallele Graben im Granulit von dieser stärker beeinflusst zu sein, als von der Schönberg-Störung. An NE–SW verlaufenden Harnischflächen wurde aber nur vereinzelt Harnischstriemung oder kataklastischer Granulit gefunden, wie dies im Nahbereich der sinistralen Diendorf-Störung stärker zu erwarten wäre. Vermehrt dextrale seitenverschiebende Lineation war meist auf N–S streichenden Harnischflächen zu finden und spricht somit für lokale ausgebildete antithetische Riedelscherflächen der Diendorf-Störung.

### E–W-Extension

Eine grob E–W gerichtete Dehnung kann durch Klufmuster an allen aufgenommenen Störungen interpretiert werden, eine relative Alterseinschätzung ist allerdings nicht möglich.

Stark spröde deformierter, unverfestigter Bittesch-Gneis innerhalb des tektonischen Fensters bei Maria Dreieichen beziehungsweise gegen dessen Ostrand hin sowie im tektonischen Fenster bei Mörtersdorf spricht für transtensive Bereiche am Ostrand des Horn-Beckens. Eine 1,5 cm breite Ader im Süden des Bittesch-Gneis-Fensters auf Höhe Mold, etwa wo sich die Mörtersdorf- und die Maria Dreieichen-Störung trennen (R: 704823, H: 389492), ist auf einer Öffnungsbreite von 1,5 cm synkinematisch mit Quarzkristallen horizontal zur Mitte hin verwachsen. Dieser Extensionsbruch streicht N–S, parallel zur Schieferung des dort steil gestellten Bittesch-Gneises. Die horizontale synkinematische Verwachsung kann auf eine frühere E–W-Extension hindeuten, die Kluff könnte sich während der Entstehung des tektonischen Fensters geöffnet haben.

Beispielsweise an der Störung bei Kriegenreith steht das dortige Klufmuster im Einklang mit einer E–W-Extension, die zur Abschiebung des westlichen Störungsblocks (vgl. SCHANTL, 2018) beigetragen hat. Weitere Abschiebungen nach Westen wurden von R. Roetzel (pers. Mitt.) an der Breitenreich-Störung in der St. Marein-Freischling-Formation (Egerium) gefunden. Auch an der Mörtersdorf-Störung und der Kriegenreith-Störung wird nach Westen abschiebender Versatz aufgrund von Lagehöhenunterschieden miozäner Sedimente angenommen. Es handelt sich um Höhenunterschiede einiger bis mehrerer Zehnermeter der St. Marein-Freischling- oder der Loibersdorf-Formation (unteres Eggenburgium). Es liegt demnach eine post-eggenburgische Absenkung nach Westen nahe.

An der Schönberg-Störung sind die einzigen Anzeichen für eine Absenkung nach Westen überprägende Abschiebungen nach NNW. Eine Abschätzung, wann diese gebildet wurden, ist allerdings nicht möglich.

Erwähnt sei auch eine wahrscheinlich jüngere N–S streichende Harnischfläche mit schräg seitenverschiebender Striemung auf Fault Gouge, die in dieser Form ausschließlich im Aufschluss der Schuttdeponie in Schönberg auftrat.

## Zusammenfassung

Der Ostrand des Horn-Beckens ist durch mehrere N–S verlaufende Störungen morphologisch deutlich ausgeprägt. Strukturgeologische Aufnahmen an diesen haben zum Verständnis der Entstehung des Beckenrandes mit seinen tektonischen Fenstern beigetragen und ihr Verlauf wurde überblicksmäßig beschrieben. Die Störungen wurden in die österreichische Störungsdatenbank (HINTERSBERGER et al., 2017) aufgenommen und Attribute, wie Kinematik oder Zeit der Aktivität, ergänzt.

Im Großen und Ganzen lassen sich eine ältere und eine jüngere sprödetektonische Deformationsphase an den N–S verlaufenden Störungen am Ostrand klar unterscheiden. Frühe Seitenverschiebungen unter spröden Bedingungen wurden durch Bewegungen am sinistralen Diendorf-Störungssystem initiiert, wahrscheinlich zwischen dem Oberkarbon und dem unteren Perm. Diese frühe Deformationsphase ist vermutlich nicht nur für eine Versteilung der metamorphen Schieferung mitverantwortlich, sondern auch für die Entstehung der tektonischen Fenster von moravischen Gesteinen im Moldanubikum am Ostrand des Horn-Beckens. Untergeordnet zur seitenverschiebenden Kinematik hat durch die Ausbildung eines extensionellen Duplexes E–W gerichtete Dehnung stattgefunden, die zur Bildung der Fenster durch Abschiebungen nach Osten beigetragen hat. Auftretende Indikatoren für dextralen Schersinn, z.B. bei Kriegenreith, werden mit antithetischen Riedelscherflächen der Diendorf-Störung assoziiert.

Für eine spätere E–W gerichtete Extensionsphase spricht neben Klufmustern mit konjugierten Sets an vielen Aufschlüssen abschiebender Versatz von oligozän-neogenen Sedimenten an der Mörtersdorf-Störung und der Breitenreich-Störung. Diese Extensionsphase mit Subsidenz nach Westen hat die rezente Morphologie des Ostrandes des Horn-Beckens mitbestimmt.

## Literatur

DECKER, K. (2000): Tektonische Auswertung integrierter geologischer, geophysikalischer, morphologischer und strukturgeologischer Daten. – In: HEINRICH, M. (Projektleitung): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras-Retz-Horn-Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn-Hollabrunn. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/F/1998-99 über die Arbeiten im 5. Projektjahr (April 1998–Oktober 1999), Anhang 3, Geologische Bundesanstalt – Universität Wien, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11522-R]

HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2017): The new database “Tectonic Boundaries” at the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 195–207, Wien.

HUET, B. (2019): Bericht 2016 über strukturelle Aufnahmen im Gebiet Weißer Graben auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 363–368, Wien.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010). Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **108/2**, 50–80, Wien.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2015). Depositional environment and provenance analyses of the Zöbing Formation (Upper Carboniferous-Lower Permian), Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**, 245–376, Wien.

ROETZEL, R. (1996): Bericht 1994/1995 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär mit Bemerkungen zur Tektonik am Diendorfer Störungssystem auf Blatt 22 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**, 286–295, Wien.

ROETZEL, R. (2017): Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 317–328, Wien.

ROETZEL, R. (2021): Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 164–180, Wien.

SCHANTL, P. (2016): Bericht 2015 zur petrografischen Charakterisierung und dem Vergleich der Moldanubischen Granulite des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers auf den Blättern 21 Horn, 37 Mautern an der Donau, 38 Krems an der Donau und 55 Ober-Grafendorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 236–239, Wien.

SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

SCHANTL, P. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 110–113, Wien.

SCHNABEL, W., FUCHS, G., MATURA, A., BRYDA, G., EGGER, J., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SUOSS, F.E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **88**, 541–631, Wien.

SUOSS, F.E. (1926): Intrusions- und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – VII + 268 S., Berlin (Borntraeger).

TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1992): Structural geology. – XII + 532 S., New York.

WALDMANN, L. (1922). Das Südende der Thayakuppel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 183–204, Wien.

## Bericht 2021–2022 über geologische Aufnahmen im Rhenodanubischen Deckensystem, Helvetikum und am Rand des Bajuvarikums auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

STJEPAN ČORIĆ

In den Jahren 2021 und 2022 lag der Schwerpunkt der Kartierung auf dem Rhenodanubischen Deckensystem zwischen Lauterbach und Heiligenkreuz und am Rand des Bajuvarikums östlich Heiligenkreuz an der westlichen Blattgrenze zu Blatt 67 Grünau im Almtal. Um die Unterteilung der Altlenzbach-Formation in Subformationen durchzuführen, wurden im nördlichen Teil des Blattes die Begehungen hauptsächlich in Gräben zwischen Adlwang und Sinzendorf unternommen. Zusätzlich wurden zahlreiche Begehungen im Rhenodanubischen Deckensystem und den eingeschuppten helvetischen Sedimenten zwischen der Steyr im Osten und der Krems im Westen durchgeführt. Mehrere Vergleichsbegehungen fanden im östlichen Blattteil, östlich Steyr (Kartierungsgebiet von BRAUNSTINGL, 1986) statt.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Die Sedimente der **Losenstein-Formation** treten als SW–NE verlaufende, bis ca. 300 m breite Zone südlich Erlgraben und nördlich Gamsbründl am Rand des Bajuvarikums auf. Dabei handelt es sich im Liegenden um graue und braune Tonsteine, Siltsteine und fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die in mehreren kleineren Aufschlüssen entlang einer Forststraße vorkommen. Im Hangenden konnte eine etwa 30 m mächtige Abfolge mit Konglomeraten auskartiert werden. Diese bestehen hauptsächlich aus gut gerundeten kristallinen Geröllen mit einem Durchmesser bis zu 30 cm.

Als älteste Sedimente des Rhenodanubischen Deckensystems („Flyszone“) auf Blatt 68 konnten die Ablagerungen der **Tristel-Formation („Neokom-Flysch“)** auskartiert werden. Ein bisher unbekanntes Vorkommen derselben tritt als eine NNE–SSW verlaufende Zone im nördlichen Teil des Blattes, südlich Adlwang auf (R: 515663, H: 317226). Es handelt sich um bis zu 30 cm mächtige, graue, grob- bis feinkörnige Sandsteinpakete in Wechsellagerung mit bis zu 40 cm mächtigen, hellgrauen Mergellagen. Die in den Sandsteinen enthaltenen Abschnitte Ta, Tb und Tc der Bouma-Sequenz weisen auf eine tektonisch überkippte Lage hin. Mehrere Proben aus bioturbirten Mergellagen enthalten eine sehr reiche kalkige Nannoplankton-Vergesellschaftung mit „blooms“ von *Watznaueria barnesiae*. Aufgrund von begleitenden Formen wie *Manivitella pemmatoidea*, *Micrantholithus obtusus*, *Retecapsa crenulata*, *Watznaueria fossacincta* und *Zeugrhabdotus embergeri* konnte die Abfolge in die Unterkreide eingestuft werden (Berriasium–Aptium). Ein weiteres Vorkommen der Tristel-Formation befindet sich im Süden des Kartierungsgebietes, östlich Hausmanning, entlang der Überschiebung des Bajuvarikums auf das Rhenodanubische Deckensystem. Die Wechsellagerung

der grauen, mergeligen Kalksteine und Mergeln enthalten auch schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare Ammonitenreste.

Glaukonit führende, harte, feinkörnige Sandsteine der **Rehbreingraben-Formation („Gaultflysch“)** konnten an der westlichen Blattgrenze (westlich Ottsdorf) als zwei NW–SE verlaufende Zonen auskartiert werden. Neben splitterig brechenden Quarzsandsteinen kommen oft grünliche oder graue bis schwarze Tonsteine vor, die sich als steril in Bezug auf kalkiges Nannoplankton erwiesen.

Die Sedimente der **Reiselsberg-Formation** kommen an wenigen Stellen im Süden des Kartierungsgebietes vor. Dabei handelt es sich um graue Pelite und Psammite, die in kleineren, meistens verrutschten Aufschlüssen westlich Erlgraben auftreten. Ein weiteres Vorkommen von Sedimenten der Reiselsberg-Formation befindet sich SE Weinzierl und wurde als eine NW–SE verlaufende Zone auskartiert. Die Sedimente in diesem Gebiet entsprechen der für die Reiselsberg-Formation typischen Fazies mit dickbankigen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen. Selten sind graue Tonmergelagen zwischengelagert.

Im Süden des Rhenodanubischen Deckensystems, östlich Atzelsdorf bis Brauneck, konnte eine Zone mit Sedimenten der **Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“)** auskartiert werden. Es handelt sich um die Fortsetzung der 2019/2020 (ČORIĆ, 2021) auskartierten Zone, die östlich von Steyr in das kartierte Gebiet von BRAUNSTINGL (1986) weiterverfolgt werden kann. Eine NE–SW streichende Zone mit grauen Mergeln und zwischengelagerten turbiditischen Kalksandsteinbänken konnte zwischen Riegler und Burg beobachtet werden. Auf kalkige Nannofossilien untersuchte Mergel enthalten reiche und gut erhaltene Assoziationen mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Micula staurophora* etc. Durch das regelmäßige Auftreten dieser Arten erfolgte eine biostratigrafische Einstufung in das Campanium, Nannoplanktonzonen UC14b–UC16 (BURNETT, 1998) bzw. CC18–CC23 (SISSINGH, 1977).

Ein weiteres Vorkommen der „Zementmergelserie“ konnte als eine NW–SE verlaufende Zone östlich Ottsdorf, am Westrand des Blattes Kirchdorf an der Krems auskartiert werden. Es handelt sich um eine Kalkmergel- und Kalksandsteinabfolge, die sich weiter westlich auf Blatt 67 Grünau im Almtal fortsetzt.

**Die Ablagerungen der Perneck-Formation („Oberste Bunte Schiefer“)** treten als geringmächtige rote, graue und grüne Tonsteine und Tonmergel an mehreren Stellen auf. Diese Pelitgesteine stehen gelegentlich zwischen Sedimenten der Kalkgraben-Formation und Altlenzbach-Formation an. Sie bilden eine 10–15 m mächtige Zone nördlich Großer Landsberg zwischen Kalkgraben-Formation und Rossgaben-Subformation. Weitere Vorkommen der Perneck-Formation konnten zwischen Großort und Schauberg, im Graben östlich Wolfsgruber, und NE Eckelsberg auskartiert werden. Meistens jedoch fehlen die Sedimente der Perneck-Formation zwischen Kalkgraben-Formation und Altlenzbach-Formation vollständig, vermutlich aufgrund submariner Erosionsprozesse.



Die **Altlenzbach-Formation** konnte in Subformationen entsprechend EGGER (1995) gegliedert werden. Diese Gliederung erfolgt sowohl aufgrund der lithologischen Merkmale, als auch der biostratigrafischen Einstufungen mit kalkigen Nannofossilien.

Die Sedimente der **Rossgaben-Subformation** konnten von Bockgraben über Reitersberger bis Sattler verfolgt werden. Es handelt sich um massige, braune, mittel- bis feinkörnige Sandsteine mit seltenen grauen Mergellagen. Aufgrund der kalkigen Nannofloren mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Eiffellithus gorkae*, *Reinhardtites levis* etc., konnte diese Abfolge in die Nannoplanktonzonen UC17/UC18 bzw. CC24 eingestuft werden. Durch diese Einstufung konnten die Sedimente der Rossgaben-Subformation dem unteren Maastrichtium zugeordnet werden. Eine weitere Zone mit massigen Sandsteinen der Rossgaben-Subformation wurde im Süden zwischen Pernzell und Rohregg auskartiert. Diese SW–NE verlaufende Zone mit nach Südost gerichtetem Fallwinkel von 55° ist hier von Gesteinen des Bajuvarikums überschoben.

Ein bisher unbekanntes Vorkommen von **Helvetikum („Buntmergelserie“)** auf Blatt 68 konnte als eine bis zu 50 m breite Zone im nördlichen Teil des Blattes auskartiert werden. Diese SW–NE verlaufende Zone erstreckt sich zwischen Flacheneegg und Adlwang. Rötliche und grünliche, steil gestellte Tonmergel konnten aufgrund der kalkigen Nannoflora mit *Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Prediscosphaera cretacea*, *Retecapsa crenulata*, *Watznaueria barnesiae* etc. in das Campanium (Nannoplanktonzonen UC14b–UC16) eingestuft werden. Dieses Helvetikum-Vorkommen könnte Teil des von MAURER (1971) auskartierten „tektonischen Fensters“ (es handelt sich aus heutiger Sicht um Einschüppungen) am Nordrand der Flyschzone, SE Bad Hall, sein.

Weitere Helvetikum-Vorkommen, die dem Campanium zugeordnet werden konnten, treten im Süden des Kartierungsgebietes, östlich Kirchdorf auf. Es handelt sich um mehrere SW–NE verlaufende Zonen beim Seebach und Wh. Ratschn mit charakteristischen rötlichen und grünlichen Tonmergellagen, welche die charakteristische kalkige Nannoflora des Campaniums enthalten.

Als jüngste Ablagerungen der „Buntmergelserie“ auf dem Blatt Kirchdorf an der Krems konnten mehrere kleine Aufschlüsse im Graben SW Wh. Ratschn auskartiert werden. Es handelt sich hier um nach Südost einfallende, rötliche und hellgraue Tonmergel mit einem Fallwinkel von 55°. Die stratigrafische Zuordnung in das mittlere Lutetium, Nan-

noplanktonzone NP15 (nach MARTINI, 1971), wurde aufgrund von reichen und gut erhaltenen, kalkigen Nannofossilien mit *Blackites inversus*, *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster colletii*, *Discoaster saipanensis*, *Discoaster sublodoensis*, *Nannotetrina alata*, *Nannotetrina fulgens*, *Reticulofenestra umbilicus* etc. durchgeführt.

Ein kleines Vorkommen (60 cm hoher Aufschluss) von **Anthering-Formation** konnte in einem Graben (Zubringer des Sulzbachs) südlich Adlwang (R: 515586, H: 316857), im nördlichen Teil des Blattes, aufgenommen werden. Dunkelgraue, siltige Mergel sind Teil einer NW–SE verlaufenden, 50–70 m breiten Zone. Die untersuchten Sedimente enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Blackites herculesii*, *Chiasmolithus solitus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster acutus*, *Ellipsolithus macellus*, *Lophodolichus nascens*, *Pontosphaera exilis*, *Prinsius martinii*, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus radians*, *Toweius callosus*, *Tribachiatus digitalis* und *Tribachiatus orthostylus*. Durch diese gut erhaltene, sehr reiche Vergesellschaftung konnten die Sedimente der Anthering-Formation in das Ypresium (Nannoplanktonzone NP11) eingestuft werden.

## Literatur

- BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Dissertation, Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.
- BURNETT, J.A. (1998). Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. – British Micropalaeontological Society Publication Series, 132–199, London.
- ĆORIĆ, S. (2021): Bericht 2019–2020 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone und im Helvetikum auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 181–182, Wien.
- EGGER, J. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.
- MAURER, H. (1971): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **64**, 137–172, Wien.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785, Roma.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **65/1**, 37–65, Den Haag.

## **Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 98 Liezen, 127 Schladming, 128 Gröbming und 129 Donnersbach**

CHRISTOPH IGLSEDER

### **Einleitung**

Der vorliegende Bericht beschreibt Ergebnisse von Kartierungen, strukturgeologischen Aufnahmen und Probenahmen für RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials), Geochemie und Ar/Ar Geochronologie auf den BMN-Kartenblättern 98 Liezen, 127 Schladming, 128 Gröbming und 129 Donnersbach.

Probenahmen auf BMN-Kartenblatt 98 Liezen fanden südöstlich Aigen im Ennstal bei Ritzmannsdorf, an der Landesstraße Richtung Oppenberg, sowie südlich Döllach, am Schattenberg (südlich Lassing) und östlich Altlassing statt.

Proben auf BMN-Kartenblatt 127 Schladming wurden im Bereich südlich Oberhaus bzw. Haus sowie bei der Zauernalm (nördlich des Bodensees) und beim Gradenbach (nordwestlich Sonnberg) genommen.

Probenahmen wurden auf BMN-Kartenblatt 128 Gröbming im Feistergraben (östlich Stoderzinken), zwischen Thalhamm und Kunagrünberg (südöstlich Freienstein – 1.279 m), am südlichen Mitterberg zwischen Ratting und Strimitzen, sowie nordwestlich St. Martin am Grimming durchgeführt. Weiters südwestlich St. Nikolai im Sölketal am Riedlbach, vom Kreuzsteg Richtung Schwarzensee, sowie um die Wildenkarseen und von der Rudolf-Schober-Hütte Richtung Schimpelscharte.

Probenahmen mit Vergleichsbegehungen auf BMN-Kartenblatt 129 Donnersbach wurden entlang des Lärchkarbaches bzw. der Lärchkaralm, nördlich Finstergraben, am Mölbegg (östlich Donnersbach) und im Stubegggraben (westlich Donnersbach) durchgeführt.

Die Ergebnisse einer Vergleichsbegehung im Greim-Komplex im hinteren Katschbachtal wurden bereits in einem Kartierungsbericht beschrieben (GRIESMEIER et al., 2021). Die bei Probenahmen und Vergleichsbegehungen gemachten Beobachtungen ergänzen die anschließenden Beschreibungen zu lithodemischen Einheiten.

Ein besonderes Augenmerk lag auf der strukturgeologischen Charakterisierung und Kartierung der Deckengrenze zwischen dem Wölz- und dem Ennstal-Komplex. Diese wurde im hinteren Walchenbachtal, nördlich Schlein bei Großsölk, im Mühlgraben, Posserwald, Hörndl und Kollersieben (nördlich Kleinsölk), sowie am Michaelerberg durchgeführt. Im hinteren Sattental zwischen Peterbaueralm und Lahntalrinne sowie im Kainachwald Richtung Schneetalalm wurde die Deckengrenze zwischen Riesach-, Speik- und Wölz-Komplex kartiert.

Im Folgenden werden zunächst die lithodemischen Einheiten und Festgesteine der untersuchten Gebiete vom Liegenden zum Hangenden, danach strukturelle Aufnahmen an der Deckengrenze zwischen Donnersbach- und Öblarn-Decke beschrieben. Zum besseren Verständnis wird eine Definition für die Öblarn-Decke erstellt.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### **Lithodemische Einheiten und Geologie der Festgesteine**

Die untersuchten Gebiete werden von Gesteinen der ostalpinen Decken aufgebaut und zeigen einen Querschnitt über vier Deckensysteme:

Das tektonisch tiefste Silvretta-Seckau-Deckensystem wird von der Obertal-Decke repräsentiert und von Gesteinen des Riesach-Komplexes aufgebaut. In diesem sind zwei Intrusionsereignisse von magmatischen Gesteinen beschrieben (HAAS, 2021, 2022): ein früh-variszisches im Südwesten des Kartenblattes und ein permisches im südlichsten Teil des Kartenblattes. Im Bereich der Lahntalrinne im hinteren Sattental konnten basische und ultrabasische Gesteine des Speik-Komplexes (Serpentinit, Amphibolit) gefunden werden, die tektonisch dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zugeordnet werden. Die Beschreibung einer Decke, die den Speik-Komplex beinhaltet, fehlt.

Tektonisch hangend folgt das Koralpe-Wölz-Deckensystem mit der Donnersbach-Decke, die von Gesteinen des liegenden Greim- und hangenden Wölz-Komplexes aufgebaut ist. Diese nehmen den größten Bereich des Kartenblattes im zentralen und südöstlichen Teil ein.

Im Ennstal, südwestlich und südlich Liezen, konnten bei einer Vergleichsbegehung Gesteine des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems, genauer der Steilbachgraben- und Sunk-Formation in der Veitsch-Decke beprobt werden.

Kontrovers und bisher unterschiedlich behandelt ist der nördlich des Wölz-Komplexes anschließende Bereich des Ennstal-Komplexes (HEJL, 2024). Diese Einheit wurde auch als „Ennstaler Phyllite“ (nach FRITSCH, 1953a; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), „Ennstaler Phyllitkomplex“ bzw. „Ennstaler Phyllitzone“ (nach PESTAL et al., 2005, 2009; RUPP et al., 2011; KREUSS, 2021) beschrieben. Tektonisch wurden die Gesteine des Ennstal-Komplexes zur oberostalpinen Grauwackenzone gezählt (TOLLMANN, 1977), in neueren Arbeiten (PESTAL et al., 2009; RUPP et al., 2011) wurden sie dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Ihre erste Benennung als Ennstal-Decke (KREUSS, 2021) wird nun, um eine Namensgleichheit zu verhindern, als Öblarn-Decke (HEJL, 2021) bezeichnet. Ihre tektonische Position im Oberostalpin, als hangende Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems bzw. liegende Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems (IGLSEDER et al., 2022) ist in Diskussion.

## Lithologische Beschreibungen

### **Riesach-Komplex**

Der Riesach-Komplex besteht aus Paragneis, Amphibolit und Granitgneis bis Orthogneis. In den kartierten Gebieten wurde der Riesach-Komplex im hinteren Sattental sowie zwischen Wildenkarseen und Schimpelscharte aufgenommen.

Der **Paragneis** ist feinkörnig ausgebildet und bricht grobblockig bis plattig. Charakteristisch ist seine hellgraue Farbe bedingt durch einen hohen Feldspat-Quarzgehalt. Meist ist Biotit und Muskovit auf den Schieferungsflächen erkennbar, wobei, abhängig vom Grad der (retrograden) Überprägung, Biotit oft chloritisiert ist, dadurch das Gestein eine grünliche Farbe zeigt. Auch der Gehalt an Muskovit variiert stark, mit einer Zunahme in hangenden Bereichen des Riesach-Komplexes. Typen mit Granatführung sowie Typen mit Hornblendestängeln auf den Schieferungsflächen konnten an der Forststraße Kainachwald Richtung Jagdhütte Schneetalalm beobachtet werden. Relikte eines migmatischen Gefüges sind spärlich erhalten. In der Nähe zu Deckengrenzen ist im Paragneis eine deutliche Zunahme der Mylonitisierung erkennbar.

**Amphibolit** konnte im Kessel NW des Oberen Wildenkarsees in unmittelbarer Nähe zu Granitgneis beprobt werden (R: 497492, H: 236562). Der Amphibolit ist gebändert und dunkelgrün-grau gefärbt. Er zeigt einen hohen Anteil von Hornblende, Feldspatlagen, selten Glimmer und Granat. Unter dem Mikroskop wurde ein deutliches zweiphasiges Granatwachstum identifiziert. **Granitgneis** bis **Orthogneis** wurde in zwei Gebieten angetroffen. An Granitgneis um die Wildenkarseen im südlichen Kartenblatt wurde bereits von SCHERMAIER et al. (1997) eine A-Typ Signatur beschrieben und neueste Datierungen zeigen permische bis mitteltriadische Intrusionsalter (HAAS et al., 2021, 2022; HUANG et al., 2022). Das Gestein kann, abhängig vom Grad der Mylonitisierung, als Granitgneis bis Orthogneis klassifiziert werden. Dieses ist meist leukograt ausgeprägt mit einem charakteristischen eckigen Bruch. Es zeigt einen hohen Gehalt an Quarz und Feldspat, die sowohl lagig, als auch als (Augen-)Porphyroklasten bis mehrere cm ausgebildet sind. Oft sind Aggregate von Biotit mit variierender Häufigkeit und Größe erkennbar, Muskovit ist meist auf (mylonitischen) Schieferungsflächen neugebildet. Selten sind eine Granat- und Turmalinführung beobachtbar, dann als größere Ansammlungen von Turmalin. Entlang von Scher- und Bruchflächen ist eine Bildung von schwarzen Bahnen beobachtbar, die als Ultrakataklasit beschrieben werden. Für Pseudotachylite typische Apophysengängchen wurden nicht gefunden, jedoch konnten westlich des Oberen Wildenkarsees mm-mächtige Fluoritadern beobachtet werden. Wie schon vorher erwähnt, ist bei der Beschreibung dieses Gesteins die Deformation und der damit verbundene Grad der Mylonitisierung wichtig, die in das Hangende Richtung Deckengrenzen deutlich zunimmt und aufgrund des Intrusionsalters eoalpidisch sein muss.

Im hinteren Sattental wurde südlich der Lahntalrinne ein weiterer **Granitgneis** bis **Orthogneis** aufgenommen. Dieser Granit wird durch eine I-Typ Signatur und Intrusionsalter zwischen 370–350 Ma charakterisiert (HAAS et al., 2021, 2022). Deutlich ist ein magmatisches Gefüge mit hohem Quarz-Feldspat-Anteil und Porphyroblasten von Feldspat und Hornblende erkennbar, wobei manchmal eine

Wechselagerung von grauem Granitgneis mit hellen Orthogneislagen ausgebildet ist. Diese hellen Bereiche werden als ursprüngliche Aplitgänge interpretiert, die später in die Schieferung eingeregelt wurden. Teilweise sind im Granitgneis grobkörnige pegmatoide Lagen mit cm-großem Muskovit ausgebildet, wohingegen auf den Schieferungsflächen selten Glimmer erkennbar ist. Durch seine Position an einer grünschieferfaziellen Deckengrenze sind eine deutliche Chloritisierung und damit verbundene Vergrünung sowie mylonitische Scherbahnen ausgebildet. Entlang der Lahntalrinne konnten auf einer Länge von etwa 300 m, mit bis zu 2,5 m Mächtigkeit, schwarze kohäsive (Ultra-)kataklasite mit Quarzkomponenten und Pseudotachylit mit selten Apophysengängchen beobachtet werden.

### **Speik-Komplex**

Der Speik-Komplex besteht aus Serpentin, Amphibolit sowie Grünschiefer und wurde nur an einer Stelle der Aufnahmegebiete im oberen Teil der Lahntalrinne im hinteren Sattental identifiziert. Dieses bereits auf einer GEOFAST-Kompilation (PAVLIK, 2009) dargestellte Vorkommen konnte neu kartiert und die Verbreitung besser dargestellt werden.

Der **Serpentin** tritt als Leseblöcke entlang der Lahntalrinne auf und wurde auf einer Seehöhe von 1.660 m als metermächtige Lage anstehend gefunden (R: 489017, H: 246892). Der Serpentin ist fein- bis mittelkörnig und zeigt eine charakteristische graublau-grüne Farbe mit massigeren und schiefrigen Bereichen abhängig vom Grad der Serpentinisierung. Deutlich sind dispers verteilte bis mm-große dunkelbraun-schwarze Magnetitblasten erkennbar, die magnetisch sind und selten Lagen ausbilden. Vergesellschaftet ist der Serpentin mit Talkschiefer, der auch entlang orthogonal orientierter Adern auftritt. Unter dem Mikroskop wurde reliktsch Olivin und Pyroxen identifiziert. Der Serpentin ist wechsellagernd und vergesellschaftet mit **Amphibolit** und **Grünschiefer**. Amphibolit tritt anstehend als metermächtige Lagen auf und es konnten verschiedene Typen (v.a. auch als Leseblock) identifiziert werden. Massiger dunkelgrüner hornblendereicher Amphibolit und teilweise gebänderter karbonatischer Amphibolit bilden die Hauptmasse, seltener ist Aktinolithschiefer auffindbar. Durch ihre Position an einer tektonischen Grenze wird der Amphibolit überprägt und Richtung Hangendes sind metermächtiger Grünschiefer und Chloritschiefer beobachtbar. Diese oft grün-schwarzen Gesteine sind meist stark deformiert und zeigen eine charakteristische Paragenese von Chlorit und Epidot mit einer deutlichen Albitblastese. Insgesamt wird die Mächtigkeit basischer und ultrabasischer Gesteine auf ca. 100 m geschätzt. Mylonitischer Quarzit und phyllonitischer Granat führender Glimmerschiefer trennen den Speik-Komplex von hangenden Einheiten.

### **Greim-Komplex**

Der Greim-Komplex besteht aus Paragneis, Granatglimmerschiefer, Marmor und Amphibolit. Er wurde bei Aufnahmen und Beprobungen östlich des Unteren Kaltenbachsees, vom Hohenseebach bis zum nördlichen Schwarzensee und bei einer Vergleichsbegehung im nördlichen hinteren Katschbachtal (GRIESMEIER et al., 2021) angetroffen. **Paragneis** ist meist monoton mit Quarz-Feld-

spat- und teilweise hellglimmerreichen Lagen, die zweiphasige Granatporphyroblasten führen. Nördlich des Hohenseebaches konnten im Paragneis Lagen mit Hornblendegarben beobachtet werden. Der **Granatglimmerschiefer** ist quarzreich und zeigt zweiphasigen mm-großen Granat sowie bis cm-große Pseudomorphosen von Hellglimmer und Disthen nach Staurolith. Aufschlüsse von diesem Gestein wurden östlich der Kaltenbachseen, nördlich des Hohenseebaches und als Leseblöcke südsüdöstlich der Bräualm gefunden. Ein wichtiges Leitgestein des Greim-Komplexes ist **Marmor**. Unmittelbar nordöstlich des Hohensees sind zehnermetermächtiger mittel-grobkörniger manchmal dolomitischer Kalzitmarmor aufgeschlossen. Dieser zeigt eine Wechsellagerung, manchmal Bänderung von reinen weißen Lagen und unreinen hellglimmerreichen rosa Lagen. Charakteristisch ist das Auftreten von bis zu 3 cm-großem farblosem Tremolit, der an Marmorflächen herauswittert (R: 501281, H: 239123). Manchmal sind die Schieferungsflächen talkführend. Oft sind dem Marmor metermächtige Quarz- und Granatglimmerschieferlagen zwischengelagert. **Amphibolit** tritt meist als gebänderter Amphibolit mit oder ohne Granatführung auf. Abhängig vom Plagioklasgehalt sind sie dunkel-hellgrün im Erscheinungsbild. Granat ist rot gefärbt und zeigt einen Rand aus Plagioklas. Meist ist der Amphibolit isoklinal verfaltet und führt olivgrünen Epidot entlang von Adern und Spalten. Im Bereich von stärkerer Überprägung ist Biotit und Hellglimmer beobachtbar.

#### **Wölz-Komplex, Sölk-Marmor-Lithodem, Gumpeneck-Marmor-Lithodem**

Der Wölz-Komplex besteht in den bearbeiteten Gebieten aus Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer, Amphibolit, Dolomit- und Kalzitmarmor, Grafitschiefer, Hornblendegarben-Schiefer und Quarzit. Generell ist im Wölz-Komplex eine Zunahme der Metamorphose Richtung Süden und Osten beobachtbar. Die Aufnahmen waren hauptsächlich auf Bereiche entlang der Deckengrenze zum Ennstal-Komplex, im westlichen Sattental zwischen Bottinghaus und Lahntalrinne sowie entlang der Marmorvorkommen zwischen Gumpeneck-Großsölk und Kollerseben konzentriert. Einzelne Aufschlüsse wurden im Bereich nördlich Riedlbach, beim Kreuzsteg am Hohenseebach sowie westlich der Zauneralm, am Mölbegg und im Kernbereich des Wölz-Komplexes entlang des Lärchkarbaches bzw. der Lärchkaralm beprobt und bearbeitet.

Der **Granatglimmerschiefer** variiert stark in seinem Aussehen und Mineralbestand. In zentralen Bereichen des südlichen und östlichen Wölz-Komplexes ist er meist grau, massig, fein-mittelkörnig, mit einem charakteristisch silbrig-grauen Glanz der Schieferungsflächen ausgebildet. Der Granatglimmerschiefer zeigt eine Wechsellagerung von quarz-feldspatreichen und glimmerreichen Lagen, wobei die Korngröße der Minerale stark variiert. Granat tritt meist in Glimmerlagen auf und kann bis zu Zentimetergröße erreichen. Hier ist meist ein Zonarbau erkennbar und manchmal ist Granat von Plagioklas umwachsen. Teilweise bildet Granat Lagen mit Muskovit und Biotit. In hangenden Bereichen des nördlichen Wölz-Komplexes nimmt der Granatanteil ab und oft ist Granat nur noch reliktilsch mit einem Chloritrand erhalten. Das Gestein wird quarz- und chloritreicher und das Aussehen wird feinkörniger mit phyllitischen Schieferungsflächen. **Glimmerschiefer** ist meist zwischen den Marmoren des Wölz-Komplexes und

der Deckengrenze zum Ennstal-Komplex aufgeschlossen. Charakteristisch ist seine grau-grünliche Farbe und Wechsellagerung von phyllitischen feinkörnigen Hellglimmer-Chlorit- und Quarzlagen. Biotit und Granat ist selten erhalten und durch Chlorit ersetzt, manchmal ist eine Karbonatisierung beobachtbar. Die Scheelit-Lagerstätte von Fastenberg (FRIEDRICH, 1975) ist in diesem Gestein des Wölz-Komplexes anzufinden.

**Amphibolit** tritt wechsellagernd mit Granatglimmerschiefer auf. Die Mächtigkeit schwankt im Dezimeter- bis Meterbereich. Häufig ist gebänderter Granatamphibolit in „höhergradigen“ Bereichen des Wölz-Komplexes beobachtbar. In hangenden Arealen ist der Amphibolit meist alteriert, stark vergrünt, mit einem zunehmenden Gehalt von Chlorit, Epidot, Hellglimmer und Biotit. Drei verschiedene Varietäten von **Marmor** können im Wölz-Komplex beschrieben werden. Im zentralen Bereich ist meist graublau gebänderter, unreiner, teilweise dolomitischer Kalzitmarmor mit unterschiedlichen Mächtigkeiten und bis 5 cm großem Tremolit beobachtbar (R: 502304, H: 241755). Im Unterschied zum Tremolitmarmor des Greim-Komplexes ist der Tremolit idiomorph ausgeprägt, zeigt eine grauweiße Farbe und ist meist in Richtung der Streckungslineation eingeregelt. Im hangenden Bereichen des Wölz-Komplexes treten zwei markante Marmorhorizonte auf (FRITSCH, 1953b; LELKES-FELVÁRI et al., 1999), die in den liegenden Dolomitmarmor des Gumpeneck-Lithodems und den hangenden Kalzitmarmor des Sölk-Lithodems gegliedert werden können. Der dunkelgraue und feinkörnige Dolomitmarmor des Gumpeneck-Lithodems ist nur im Gipfelbereich des Gumpenecks aufgeschlossen. Seine maximale Mächtigkeit wird auf ca. 450 m geschätzt. Der Kalzitmarmor des Sölk-Lithodems tritt im hangenden Bereich des Wölz-Komplexes etwa 1.000 m unterhalb der Deckengrenze zum überlagernden Ennstal-Komplex und variierenden Mächtigkeiten bis ca. 500 m auf. Dieser mittel-grobkörnig ausgebildete Kalzitmarmor ist teilweise unrein und zeigt eine weiß-rosa-gelblich-grüne Bänderung. Manchmal sind Chloritschiefer und stark alterierter Granat führender Glimmerschiefer zwischengelagert, selten sind in grau-schwarz-gebänderten Bereichen eine Grafitführung beobachtbar. Charakteristisch ist sein struktureiches Erscheinungsbild, bedingt durch mehrmalige Verfaltung und Deformation während des Eoalpidischen Ereignisses. Der hochreine, meist schneeweiße mittel-grobkörnige Kalzitmarmor an der Weißen Wand im hinteren Walchenbachtal wird auch dem Sölk-Lithodem zugeordnet (LELKES-FELVÁRI et al., 1999; PUHR, 2013). Wirtschaftlich wird der Kalzitmarmor als Bau- und Dekorstein genutzt.

Selten treten im Wölz-Komplex andere Gesteine auf. Es sind dies **Grafitschiefer**, die als zentimetermächtige Lagen beziehungsweise in Linsen auftreten. Dem Granatglimmerschiefer eingelagert sind manchmal Lagen von **Hornblendegarben-Schiefer** beobachtbar. Meist in den liegenden Bereichen des Wölz-Komplexes nahe der Deckengrenze zum unterlagernden Riesach- und Speik-Komplex sind Lagen von mylonitischem **Quarzit** aufgeschlossen.

#### **Ennstal-Komplex**

Der Ennstal-Komplex besteht aus Glimmerschiefer, (Quarz-)Phyllit, (Serizit-)Quarzit, Grafitschiefer und Grünschiefer. **Glimmerschiefer** konnte an einer Stelle im Stubbegggraben beprobt werden (R: 508461, H: 258642). Er

zeigt schiefrige Lagen mit Muskovit, Biotit, wenig Chlorit und parallel zur Schieferung orientierte Quarzlagen. Auffallend ist das Vorkommen von Biotit- und Granatporphyroblasten bis 1 mm Durchmesser. Unter dem Mikroskop sind Akzessorien von Zirkon und Apatit sowie Illmenit mit Plagioklaseinschlüssen und Allanit erkennbar. Das Hauptgestein des Ennstal-Komplexes ist **(Quarz-)Phyllit**. Charakteristisch sind die grauschwarze Farbe und feinkörnige Phyllitlagen aus Serizit und Chlorit, die ein blättriges Gefüge ausbilden. Häufig sind schieferungsparallele Quarzlagen, die in ihrer Mächtigkeit von Millimeter bis Dezimeter variieren können und meist boudiniert bzw. sigmoidal ausgeprägt sind. Abhängig vom Quarz-Feldspatgehalt ist der Quarzphyllit massig. Selten sind alterierte, chloritisierte Granatrelikte bis mm-Größe erkennbar, die auf einen ursprünglich höheren Grad der Metamorphose hinweisen. Im Bereich südlicher Michaelerberg und Posserwald führt der (Quarz-)Phyllit Biotit als Porphyroblasten und auf den Schieferungsflächen. Im (Quarz-)Phyllit ist selten **Grafit-schiefer** eingeschaltet. Dieser bildet geringmächtige Lagen von bis zu 1,5 m oder Linsen. Nur im Bereich nordöstlich Forsthaus Walchenhof erreicht er größere Mächtigkeiten. Der (Quarz-)Phyllit ist wechsellagernd mit **Quarzit**, der im Bereich des hinteren Niederöblarnbachgrabens und am südlichen Mitterberg mehrere Meter misst. Dieser ist feinkörnig ausgebildet und hellgrau-weiß gefärbt. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Hellglimmer mit schieferungsparallelen Quarzmobilisatlagen und Quarzadern quer dazu. Ein spezieller Leithorizont ist im hinteren Walchental und im Freibachgraben aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellglimmerreichen **(Serizit-)Quarzit**, der die Sulfidlagerstätte Walchen markiert (UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984) und mehrere 100 m Mächtigkeit erreicht. Er ist weiß gefärbt und durch Scherung mylonitisch deformiert. Meist handelt es sich um feinste Wechsellagerungen von Quarz- und Hellglimmerlagen. Selten sind Porphyroklasten von chloritisiertem Granat und Karbonat erkennbar. Unter dem Mikroskop konnten Feldspatlagen und -porphyroklasten beobachtet werden, die manchmal Zirkon führen. **Chloritschiefer** konnte beim Hochhörndl, östlicher Pruggerenberg, bei Stein ob der Enns und im Niederöblarnbachgraben kartiert und beprobt werden. Dieses dunkel-olivgrüne Gestein ist, abhängig vom Chlorit- bzw. Plagioklasgehalt, schiefrig oder massig ausgeprägt. Häufig sind Quarzmobilisatlagen, ein hoher Anteil von Pyritblasten und selten etwas Biotit auf den Schieferungsflächen beobachtbar. Als Ausgangsmaterial wird ein Tuff mit basischer Zusammensetzung angenommen. Selten sind im Ennstal-Komplex feinkörnige, geringmächtige dm-Lagen von dunkelgrauem, grafitischem **Kalzitmarmor** beobachtbar. Eine Lage wurde im Taddäusstollen der Lagerstätte Walchen gefunden.

#### **#„Norische Gruppe“ – Gesteine der Norischen Decke**

Die stratigrafischen Einheiten der „östlichen Grauwackenzone“ wurden von HUBMANN et al. (2014) erläutert. Leider sind diese innerhalb der Norischen Decke nur bis in das Palental beschrieben und westlich davon gibt es noch keine klare stratigrafische Zuordnung. Deshalb wird hier auf einen historischen Begriff zurückgegriffen, der Gesteine der Norischen Decke um Kalwang als „Norische Gruppe“ bezeichnete (HERMANN, 1992). Er wird hier als Arbeitsbegriff mit Raute (#) verwendet.

Die #„Norische Gruppe“ besteht aus teils karbonatischem oder grafitischem Phyllit, Quarzit, Metasandstein, Metabasalt, Metatuff, Marmor und Magnesit. **Phyllit** ist die Hauptlithologie und wurde zwischen Assachberg und Gröbming sowie nordwestlich St. Martin am Grimming angetroffen. Meist ist er silbrig-dunkelgrau-grünlich gefärbt mit variierendem Anteil von Serizit, Chlorit und Grafit. Manchmal ist er karbonatisch und führt schieferungsparallele Quarzlagen und Quarzlinsen, die reich an Eisenhydroxid sind. Der Phyllit wechsellagert mit teils mächtigen Lagen von dunkelgrauem **Quarzit**, hellem quarzreichem **Metasandstein** und violett-grünlichem **Metatuff**. Letztgenannter führt selten neugebildeten Biotit auf den Schieferungsflächen. In einem Steinbruch westlich Niedergstatt konnte ein massiger **Metabasalt** (R: 499798, H: 260197) beprobt werden, der stark deformiert ist. **Marmor**, der innerhalb des Phyllits auftritt, ist als eisenreicher dunkelgrauer Dolomitmarmor und feinkörniger hellgrauer Kalzitmarmor charakterisierbar. Von besonderem Interesse ist ein Vorkommen von **Spatmagnesit** nordwestlich von St. Martin am Grimming (ASCHER, 1917), der auf einer Länge von fast einem Kilometer aufgeschlossen ist. Dieser ist wechsellagernd mit Grafitphyllit, Serizitphyllit und dunkelgrauem feinkristallinem Kalzitmarmor. An Letztgenannten ist anhand von Conodonten eine chronostratigrafische Zuordnung in das Oberdevon beschrieben (BÖHM, 1988). Die bisherige Annahme einer Zuordnung dieses Bereiches zur karbonen Steilbachgraben-Formation ist somit nicht mehr haltbar. Zusätzlich zeigt der Grafitphyllit, der bisher auch in das Karbon eingestuft wurde, keine Anzeichen von detritärem Hellglimmer.

#### **Lagerungsverhältnisse, Strukturprägung und Kretazische Decken**

Detaillierte strukturgeologische Aufnahmen wurden entlang der Deckensystemgrenze zwischen Wölz- und Ennstal-Komplex durchgeführt. Des Weiteren wird eine Definition für die Öblarn-Decke präsentiert.

Entlang einer Strecke von fast 10 km konnte eine bis zu mehrere 100 m mächtige Scherzone zwischen den Gesteinen des Wölz-Komplexes und des Ennstal-Komplexes aufgenommen werden. Diese wurde bereits von FRITSCH (1953a) beschrieben und erfuhr in den 1970er- und 1980er Jahren erste Bearbeitungen (PEER, 1988, 1989; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976). Von der Deformation sind sowohl Gesteine des unterlagernden Wölz-Komplexes, als auch des überlagernden Ennstal-Komplexes erfasst. Generell fällt die mylonitische Schieferung mittelsteil bis steil Richtung N(NW). Die mylonitische Streckungslineation liegt meistens subhorizontal oder taucht flach Richtung W(NW) oder E(SE) ab. Der Grad der Deformation nimmt im Wölz-Komplex in das Hangende zu, wohingegen die Deformation im Liegenden des Ennstal-Komplex am stärksten ist. Auffallend ist eine generelle Zunahme der Deformation Richtung Osten. Im Wölz-Komplex ist davon vorwiegend Glimmerschiefer im Hangenden des Sölk-Marmor-Lithodems betroffen. Er zeigt eine starke deformative Beanspruchung mit mylonitischen Bereichen und Scherbandgefügen. Die Mächtigkeit dieses Bereiches wird auf bis zu 500 m geschätzt. Der Glimmerschiefer ist hier stark isoklinal verfaultet und bildet eine neue penetrative Ach-

senflächenschieferung, die in Richtung der Deckengrenze immer diskreter ausgebildet ist (d.h. der Abstand, sogenannte „spacing“, der Achsenflächenschieferung wird immer enger). Diese Schieferung kann im unmittelbaren Bereich der Deckengrenze in Millimeterbereich liegen. Das „spacing“ der Achsenflächenschieferung ist in Gesteinen des Ennstal-Komplexes durch ihr phyllitisches Aussehen schwerer zu erkennen. Es kann jedoch im (Quarz-)Phyllit durch Überschneidungskriterien die spätere steil Richtung N-fallende Schieferung von einer früheren flachen N-fallenden Schieferung unterschieden werden. Bestens ist die mylonitische Deformation in hellglimmerreichem (Serizit-) Quarzit, v.a. im Bereich der Lagerstätte Walchen studierbar. Hilfreich war dabei die Befahrung des Thaddäusstollens, wo entlang von über 600 m ein zusammenhängendes Profil mit teils (ultra-)mylonitischen Gesteinen im Wölz- und Ennstal-Komplex aufgenommen werden konnte. Auch an der Oberfläche konnte die Scherzone auf ca. 800 m (ca. 450 m im Wölz- und ca. 350 m im Ennstal-Komplex) verfolgt werden. Hier ist auffallend, dass ultramylonitische Gesteine in höheren Anteilen der Scherzone im Ennstal-Komplex zu beobachten sind. Ähnliche Mächtigkeiten der Scherzone von ca. 600 m konnten zwischen Schlein und Freibachgraben, im Mühlgraben und Posserwald sowie östlich Michaelerberg kartiert werden. Anhand des rheologischen Verhaltens der Gesteine, von Dünnschliffuntersuchungen und Schersinnindikatoren wird die Bildung der Scherzone unter grünschieferfaziellen Bedingungen zwischen 300 und 450 °C angenommen. Quarz und Kalzit deformiert dynamisch, Granat, Feldspat und Ankerit sind als Porphyroklasten ausgebildet. In phyllosilikatreichen Gesteinen ist die Ausbildung von Scherbandgefügen (C-Typ und C'-Typ Gefügen) beobachtbar. Der untersuchte Schersinn ist generell top-nach-W(NW). Anhand von Ar-Ar-Datierungen an neu gebildetem grobem Muskovit in boudinierten Quarzlagen sowie an Muskovit in der mylonitischen Schieferung kann die Bildung der Scherzone in das Turonium gestellt werden. Großtektonisch ist diese nun gut definierte duktile Scherzone eine Deckensystemgrenze zwischen Koralpe-Wölz- (Donnersbach-Decke) und Tirolisch-Norischen Deckensystem (Öblarn-Decke). Selten ist entlang der Scherzone auch spröde Deformation beobachtbar. Diese ist in Form von steilen EW streichenden spröden Störungen in Glimmerschiefer und Phyllit, sowie an NE-SW streichenden Harnischflächen mit fault-gouge aufgeschlossen. Ihre Entstehung wird mit der Bildung des Ennstal-Störungssystems in Verbindung gebracht.

Im Zuge dieser Arbeit wurde, für das bessere Verständnis, eine Definition für die **Öblarn-Decke** erstellt: Die Öblarn-Decke (HEJL, 2021) ist eine hangende Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems am Nordrand oder eine liegende Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems (IGLSEDER et al., 2022). Namensgebend ist die Marktgemeinde Öblarn (östlich von Gröbming). Die Öblarn-Decke ist im Bereich von Forstau bis Schladming, dann in einem Richtung Osten mächtiger werdenden Abschnitt von Oberhaus, über den Pruggerer- und Michaelerberg bis Stein ob der Enns aufgeschlossen. Anschließend Richtung Osten ist sie an den nördlichen Talausgängen der Sölk-täler, dem südlichen Mitterberg, großen Bereichen des Walchen- und Donnersbachtales bis Aigen im Ennstal und dem nördlichen Gullinggraben aufgeschlossen. Im Westen wird sie vom Silvretta-Seckau-Deckensystem, im zentralen Teil und Osten von der Donnersbach-Decke des Koralpe-Wölz-De-

ckensystems unterlagert. Überlagert wird sie von der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems und im Nordosten von der Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Die Öblarn-Decke wird von Gesteinen des Ennstal-Komplexes aufgebaut, der sich aus teilweise phyllonitischem Glimmerschiefer, (Quarz-)Phyllit, Quarzit, Grafitschiefer und Chloritschiefer zusammensetzt. Untersuchungen an detritären Zirkonen in den Metasedimenten ergaben Neoproterozoische Alter (STUMPF et al., 2022). Die Öblarn-Decke ist durch (obere-)grünschieferfazielle permische und kretazische Hauptmetamorphosen charakterisiert (STUMPF et al., 2022). Ihre strukturelle Hauptprägung ist eoalpidisch mit einer mehrere 100 m mächtigen Scherzone zur liegenden Donnersbach-Decke mit einer subhorizontalen, teilweise flach nach W(NW) und E(SE) abtauchenden Streckungslineation. Schersinnindikatoren zeigen eine top-nach-W(NW) gerichtete Transportrichtung.

## Literatur

- ASCHER, F.H. (1917): Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. S., am Fuße des Grimming in Steiermark. – Zeitschrift für praktische Geologie, **25**, 66–69, Berlin.
- BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34/35**, 151–184, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **45**, Graz.
- FRIEDRICH, O.M. (1975): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming: III. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **15**, 29–63, Leoben.
- FRIEDRICH, W. (1953a): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 13–20, Graz.
- FRIEDRICH, W. (1953b): Die Gumpeneckmarmore. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 3–12, Graz.
- GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D., HAUZENBERGER, C. & SKRZYPEK, E. (2022): The Austroalpine Schladming Nappe – a key area revealing the pre-Alpine evolution of the Eastern Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 60, Wien.
- HEJL, E. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 201–203, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- HERMANN, S. (1992): Die Steirische Grauwackenzone am Kaintal-Deck: Geologie, Petrographie, Struktur, Geochemie und Rb-Sr-Datierungen. – Dissertation, Universität Graz, 225 S., Graz.

- HUANG, Q., NEUBAUER, F., LIU, Y., GENSER, J., GUAN, Q., CHANG, R., YUAN, S. & YU, S. (2022): Permian-Triassic granites of the Schlading complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps. – *Gondwana Research*, **109**, 205–224, Amsterdam.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them), 2<sup>nd</sup> edition. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.
- IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., STUMPF, S., SKRZYPEK, E., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2022): An adapted tectonic model for the “Central and Eastern Greywacke Zone” – new geochronological and RSCM-data (Styria/Austria). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 83, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, G., LOBITZER, H. & MOSHAMMER, B. (1999): Beiträge zur Petrologie, Geochemie und Weißmetrik des Sölker und Gumpeneck-Marmors (Niedere Tauern, Steiermark). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**, 213–228, Wien.
- KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PAVLIK, W. (2009): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 1999, Ausgabe: 2009/05. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., LINNEN, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **34/35**, 243–262, Wien.
- PEER, H. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/2**, 475–487, Wien.
- PUHR, B. (2013): Metamorphe Entwicklung und Geochemie von Metakarbonaten des Austroalpinen Basements (Ostalpen). – *Dissertation, Universität Graz*, 167 S., Graz.
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1976/2**, 95–113, Wien.
- RUPP, C., LINNEN, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272/2–4**, 315–333, Amsterdam.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPF, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **33**, 287–296, Berlin.
- STUMPF, S., SKRZYPEK, E., IGLSEDER, C. & STÜWE, K. (2022): U/Pb zircon, U/Pb allanite dating and petrology of the Ennstal Phyllite Zone (Eastern Alps). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 179, Wien.
- UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – *Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, **7**, 2–52, Wien.
- TOLLMANN, A. (Ed.) (1977): *Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen*. – 766 S., Wien.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

MICHAEL LOTTER & JÜRGEN M. REITNER

Auf Basis des GEOFAST-Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger (Kompilation: KREUSS, 2008; siehe dort die zur Kompilation verwendete Literatur), den Aufnahmeberichten und Manuskriptkarten im Maßstab 1:10.000 der seit 1996 auf dem Kartenblatt tätigen Arbeitsgruppe Heinish (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) und der quartärgeologischen Arbeit von REITNER (2005) wurden in den Jahren 2016 und 2017 großräumige und tiefgreifende gravitative Massenbewegungen im Windautal aufgenommen. Darüber hinaus wurde in den Jahren 2018 und 2019

ein möglichst vollständiges Inventar derartiger Massenbewegungen in der Kelchsau, im Spertental und im Pinzgauer Anteil des Kartenblattes auf der Nordseite des Salzachtalles erarbeitet, das aber Gegenstand eigener Berichte ist.

Nach der bisher verwendeten tektonischen Gliederung des Oberostalpins befinden sich die im Rahmen dieses Berichts untersuchten Massenbewegungen überwiegend in Metapeliten und Metabasiten der Westlichen Grauwackenzone sowie in den Gesteinen der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Aktuelle Untersuchungen und Kartierungsarbeiten von B. Huet und C. Iglseider revidieren diese tektonische Gliederung bzw. die in Verwendung befindliche Nomenklatur. Dem tektonischen Konzept von HUET et al. (2019) ist zu entnehmen, dass in die Massenbewegungen des Windautals Gesteine der hangenden Staufens-Höllengebirge-Decke und der liegenden Windau-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems involviert sind. Weit verbreitet und teilweise in die Massenbewegungen miteinbezogen sind

vermutlich überwiegend Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerungen sowie Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase bzw. des Würm-Spätglazial.

Nomenklatorisch folgt die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse der von STEINBICHLER et al. (2019) mit Ergänzung durch LOTTER et al. (2021) vorgeschlagenen Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (ZANGERL et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

## 1. Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald

Die Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald, orografisch rechts im Talschluss des Windautals gelegen, ist mit ungefähr 2,7 km<sup>2</sup> Fläche die größte zusammenhängende und deutlich entwickelte tiefgreifende Hangdeformation des gesamten Tales. Zwischen der obersten Abrisskante auf rund 1.800–1.900 m Seehöhe an der Hochfläche des Tagweider Tretl im Osten und dem Talgrund der Windauer Ache auf rund 1.200 m Seehöhe im Westen umfasst sie einen Höhenunterschied von nahezu 700 m. Der Südrand reicht entlang des dortigen Fahrweges (Foischingweg) zur Rotwand-Grundalm (1.597 m) bis nahe an die Filzenscharte (1.686 m) heran, während der nördlichste Abschnitt sich fast bis zur Gamskogelhütte (Wegbrücke, Höhe 1.119 m) erstreckt.

Geologisch ist das betroffene Areal durch das vorrangige Auftreten von Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes der Windau-Decke (ehemals „Innsbrucker Quarzphyllit“) charakterisiert. Vereinzelt finden sich darin meist nur einige Meter mächtige, Hellglimmer führende Quarzit-Lagen. Im Unterhang der Massenbewegung treten verstärkt auch dunkle, relativ quarzarme und Grafit führende Phyllite („Schwarzphyllit“) auf.

Das komplexe Prozessgeschehen dieser tiefgreifenden Hangdeformation ist durch mehrere, zeitlich und räumlich gliederbare Phasen unterschiedlicher Bewegungsmechanismen und Auflockerung des Felsverbandes gekennzeichnet. Die Bewegungsaktivität setzt vermutlich bereits im frühen Würm-Spätglazial ein, es sind aber keine Überprägungen durch die spätglazialen Gletscherstände erkennbar. So hat die Gschnitz-stadiale End- und Seitenmoränenablagerung der Rotwand-Grundalm (REITNER, 2024) den Stirnbereich der Massenbewegung bei weitem nicht erreicht. Mögliche Ansatzpunkte einer absoluten Altersdatierung könnten das in zugehörige Zerrgräben entwickelte Hochmoor der Filzenscharte wie auch die Moorbildungen in der großen Zerrstruktur (Nackental, „Rückfallkuppe“) unterhalb der Hauptabrisskante östlich der Oberfoischingalm sein.

Vereinfacht lässt sich die Massenbewegung in zwei ungefähr gleich große Teilbereiche mit verschiedenen kinematischen Entwicklungsstadien gliedern. Die nördliche Hälfte mit der Unterfoisching- und der Oberfoischingalm ist ein relativ deutlich entwickelter Bereich einer Gleitung, der eine diskrete en-bloc-Bewegung des gesamten Hanges

mit einer Dislozierung von ca. 150 bis 200 Metern anzeigt. Der Felsverband und damit der Festgesteinscharakter sind dabei fast durchwegs, mehr oder weniger stark aufgelockert, erhalten geblieben. Die teilweise deutlich mehr als 100 Höhenmeter umfassende Abrisskante östlich oberhalb der Oberfoischingalm besttigt auch einen erheblichen vertikalen Versatz des abgeglittene Gesteins mit einer charakteristischen Senke (Nackental bzw. „Rückfallkuppe“), die den Ausstrich der basalen Bewegungsbahn und damit auch einen erheblichen Tiefgang der Bewegung anzeigt (vgl. MOSER et al., 2017). Mit dieser morphologischen Ausprägung korrespondiert die Versteilung im Stirnbereich, so dass sich das typische konkav-konvexe Hangprofil eines Talzuschubs ergibt. Die strukturellen Verhältnisse lassen jedoch keine einfache Erklärung als klassischer gleitender Talzuschub (vgl. STINI, 1941) zu, da weder die Schieferung noch andere Trennflächenscharen zur Erfüllung eines Gleitkriteriums prädestiniert sind. Die Schieferung des Quarzphyllits fällt nach S–SW mit einem Einfallswinkel zwischen 30° und 65° ein und kann bei dem W–WNW exponierten, durchschnittlich ca. 25–28° geneigten Hang nur in sehr geringem Maße für ein anteiliges Gleiten verwendet werden. Tatsächlich streicht die somit ohnehin steiler fallende Schieferung meist orthogonal zum Hang aus und spielt für den Versagensmechanismus keine wesentliche Rolle. Weitere prägende Trennflächen der Spröddeformation (Störungen, Klüfte) streichen vorzugsweise NNE–SSW bei wechselseitigem, meist steilen Einfallen nach WNW oder ESE. Je nach Einfallsrichtung haben sich an diesen Flächen innerhalb der bewegten Masse syn- bzw. antithetische Zerrstrukturen (Zerrspalten/-gräben, „Geländetreppen“ in Form hangparalleler Hangleisten) ausgebildet. Eher NE–SW streichende und nach SE einfallende Trennflächen sind gravitativ zur Anlage antithetischer Brüche verwendet worden, während NW–SE streichende und vorzugsweise nach SW einfallende Trennflächen synthetische Bewegungen (z.B. in Form sekundärer Abrisskanten) in Bezug zur anzunehmenden basalen Gleitzone zuließen. Zusammen mit weiteren Trennflächenscharen ergibt sich insgesamt ein komplexes Muster von Teilbewegungen innerhalb des instabilen Hanges, und auch an der morphologisch sehr „scharfen“ Ausbildung der Hauptabrisskante sind unterschiedliche Trennflächenrichtungen beteiligt. Die hohe Teilbeweglichkeit der kleinklüftigen phyllitischen Gesteine und die typische durchschnittliche Neigung des instabilen Hanges, die nicht zufällig mit den bekannten Reibungswinkeln des Quarzphyllits korrespondiert (vgl. ENGL et al., 2008; REINHOLD & TÖCHTERLE, 2013), lassen die Ausbildung einer vollständig durchtrennten Bewegungszone durch Risswachstum und sukzessive Vernetzung von Trennflächen annehmen (vgl. ZANGERL et al., 2008; HUDSON & HARRISON, 1997). Diese durch progressive Bruchprozesse entstandene Gleitzone, die nicht bzw. nicht eindeutig durch das präexistente Trennflächengefüge vorgezeichnet ist, dürfte in dem anisotropen Gestein den Übergang von einer Rotations- in eine Translationsgleitung nachzeichnen.

Am Nordrand der Massenbewegung, unmittelbar nördlich der Wegkehren des Fahrweges nahe der Oberfoischingalm, hat sich ein jüngerer sekundärer Gleitprozess ausgebildet, der über rund 500 Höhenmeter nahezu die gesamte Höhe des instabilen Hangbereichs umfasst. Die dortige sekundäre Abrisskante überprägt die ältere Gesamtbewegung, wobei im oberen Teil des Anbruches, überwiegend



im Quarzphyllit gelegen, noch ein stark aufgelockerter bis reliktiischer Felsverband erkennbar ist. Im unteren Teil sind die dort auftretenden Metasandsteine, Metasiltsteine und Tonschiefer der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) überwiegend zu Lockergestein zerlegt, so dass dieser eine Gleitmasse im Sinne einer lithogenetischen Neubildung darstellt. Im distalen untersten Westabschnitt dieser Gleitmasse stehen die Gebäude der Unterfoischingalm, der nördliche Ausläufer reicht bis zur Wegbrücke über die Windauer Ache bei Höhe 1.119 m. Der in den Jahren 2015/2016 neu errichtete Forstweg nordöstlich der Unterfoischingalm quert die sekundäre Gleitung inklusive der Begrenzung der gesamten Massenbewegung und erlaubt beeindruckende Einblicke in die dortigen lithologischen und morphologischen Verhältnisse. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch das Vorkommen von dezimeter- bis einem Meter mächtigen Kataklasiten und Störungsletten (Fault Gouge) einer flach nach SE fallenden Störung in der Schattberg-Formation am Weg unmittelbar nordöstlich außerhalb des Massenbewegungsareals.

Die südliche Hälfte des Massenbewegungsareals, die Einhänge des Krumbachwaldes nordöstlich der Rotwand-Grundalm (1.597 m) und unmittelbar nördlich der Filzenscharte (1.686 m), ist ein wesentlich initialer entwickelter Bereich eines langsamen Fließens („Kriechen“), bei dem ein großer Teil des Unterhangs (Stirnbereich) progressiv einen sekundären, in sich mehrfach gegliederten Gleitkörper ausgebildet hat. Die Abgrenzung von dem bruchhaft weiter transportierten Gesteinsverband des Nordteils ist durch mehrere, ungefähr in Falllinie des Hanges E–W verlaufenden Bewegungsfugen gegeben. Diese sind im Gelände als Grabenstrukturen bzw. Rinnen erkennbar, haben aber aufgrund ihres „sinistral-transpressiven“ Charakters auch deutliche Kompressionswälle ausgebildet: das weiter abgeglittene Gesteinspaket des Nordteils hat seitlich in den initialer entwickelten Anteil hineingedrückt und ist dabei gestaucht worden. Die resultierenden morphologischen Tiefenlinien tragen auch zur zentralen Entwässerung des Hanges bei. Für den Südteil der Massenbewegung ist aufgrund morphologischer und den bereits geschilderten strukturellen Kennzeichen (Raumstellung des Trennflächengefüges) anzunehmen, dass sich keine durchgehende Bewegungszone mit einer oder mehreren diskreten Gleitflächen im Untergrund ausgebildet hat. So ist die sich von der Nordhälfte in die Südhälfte fortsetzende, oberste östliche Abrisskante weiter gut verfolgbar, sie zeigt aber ab der Grenze zwischen diesen beiden Bereichen einen sprunghaft wesentlich geringeren Versatz, der sich auf ca. 10 bis 20 Höhenmeter reduziert. In Bezug auf die dort immerhin noch bis zu 600 Höhenmeter umfassende instabile Hangflanke ist die damit verbundene Dislozierung der Gesteine gegenüber dem unbewegten Gebirge also wesentlich geringer als im Nordteil. Auch im südlichen Teil der Massenbewegung äußert sich die Auflockerung des Felsverbandes in teils markanten Zerrgräben und antithetischen Brüchen unter Verwendung des sprödetektonischen Trennflächensystems. Ein E–W verlaufender Grabeneinschnitt, der dort das wichtigste Gerinne darstellt und dem mehrere auf Höhe des Foischingweges nördlich der Filzenscharte entspringende Quellen (z.B. Schreier Bründl, 1.658 m) zufließen, leitet zu dem noch initialer durchbewegten südlichsten Randbereich der gesamten Massenbewegung über. Dieser Graben ist neben seiner primären

Anlage als Zerrstruktur durch fluviatile Erosion zusätzlich eingetieft und im Unterhang durch rückschreitende Erosion nachfolgend vom Bachverlauf abgeschnitten worden. Südlich dieses Grabens wechselt die Hangexposition im dortigen Talschluss nach NW. Dies ergibt eine stabilisierende geotechnische Konstellation mit der dort überwiegende geotechnische Konstellation mit der dort überwiegende in den Hang nach Süden fallenden Schieferung. Am ENE–WSW verlaufenden Südrand der Massenbewegung ist die oberste Abrisskante aufgrund der relativ geringen Transportweiten der bewegten Gesteinspakete von wenigen Zehnermetern nur mehr abschnittsweise deutlich entwickelt. Im Bereich der Filzenscharte „verspringt“ sie über mehrere, vorzugsweise E–W verlaufende Zerrgräben bzw. Geländestufen, in denen sich auch das bekannte Hochmoor gebildet hat. Westlich der Filzenscharte bzw. des Hochmoores mündet einer dieser Zerrgräben in die dortige Fortsetzung der obersten Abrisskante ein bzw. setzt sich unterhalb dieser bis zum Südwestende der Massenbewegung fort. Der Fahrweg zur Rotwand-Grundalm verläuft parallel dazu unmittelbar daneben und mündet an der Südwestecke der Massenbewegung in den Zerrgraben ein, bevor er die Abrisskante passiert. Der Westrand der Massenbewegung verläuft nach NW herab in den Bachgraben, der vom Freimöserkopf (2.005 m) nach NNE herunter zieht.

Im Unterhang der Südhälfte der Massenbewegung, also innerhalb des bewegungsmechanisch als Bereich eines langsamen Fließens zu klassifizierenden Prozessraumes, hat sich vom Talboden über gut 350 Höhenmeter heraufreichend ein sekundär entwickelter Bereich einer Gleitung mit einer gegliederten, mehrere Teilgleitkörper ausweisenden Abrisskante ausgebildet. Diese progressive Weiterentwicklung des Prozessgeschehens ist möglicherweise auch darin begründet, dass dort Grafit führende Phyllite („Schwarzschiefer“) besonders verbreitet sind und diese die mechanisch schwächsten Gesteine der Gesamtmassenbewegung darstellen. Innerhalb der Gleitung ist an den Aufschlüssen entlang des dortigen untersten Abschnitts des Foischingweges (Verlauf der ersten zwei Kehren und Fortsetzung nach NE) ein stark aufgelockerter bis reliktiischer Felsverband erkennbar. Die Schieferung weist bemerkenswerterweise auch hier keine messbare Verstellung gegenüber anderen Teilen der Massenbewegung wie auch gegenüber dem unbewegten Gebirge außerhalb der generellen Streuung der Gefügewerte auf.

Das gesamte Massenbewegungsareal Foischingalm – Krumbachwald ist hinsichtlich seines zeitlichen Aktivitätszustandes als seit sehr langer Zeit inaktiv einzustufen. Bewegungsmarker wie frische Felsspalten, gespannte Wurzeln oder Krummwuchs bzw. Schiefstellung der Bäume konnten nirgendwo identifiziert werden. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die beschriebenen Prozesse in einem fossilen Zustand befinden. Eine geringe gegenwärtige Bewegungsaktivität bzw. eine latent mögliche Reaktivierung könnte aber in Teilbereichen der sekundären Gleitprozesse gegeben sein, die besonders sensible Bereiche gegenüber anthropogenen Eingriffen in die Hangstabilität darstellen. Die Nordhälfte der Massenbewegung stellt kinematisch und morphologisch eine progressive Weiterentwicklung des initialen Entwicklungsstadiums der Südhälfte dar. Die Südhälfte wurde durch den anteiligen Wechsel der Hangexposition nach NW und dem Widerlager des Talschlusses bzw. Abnahme der Höhenunterschiede an dieser Weiterentwicklung gehindert.

## 2. Massenbewegung Oberkaralm – Baumgartenalm

Die Massenbewegung Oberkaralm – Baumgartenalm liegt orografisch links im Talschluss des Windautales im ESE exponierten Gegenhang zur Südhälfte der Massenbewegung Foischingalm – Krumbachwald. Sie erstreckt sich von der Windauer Ache im Talboden bis zum westlichen Kammbereich über maximal rund 640 Höhenmeter mit einer Fläche von rund 0,9 km<sup>2</sup> zwischen Baumgartenalm (1.243 m) und Schneegrubenschartl (1.902 m) im Norden sowie der Oberkaralm im Süden.

Wie auf der gegenüberliegenden Talseite ist auch hier die Geologie und das geomechanische Verhalten der Festgesteine durch den Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes der Windau-Decke (ehemals „Innsbrucker Quarzphyllit“) bestimmt. Entlang des Fahrweges zur Oberkaralm sind in der tiefgreifenden Massenbewegung wiederum mehrere Meter mächtige, Hellglimmer führende Quarzit-Lagen aufgeschlossen, die im Vergleich zu den stärker aufgelockerten Phylliten der Umgebung durch ihren relativ kompakten, nur leicht aufgelockerten Felsverband auffallen. In der zentralen Verflachung der Massenbewegung am Fahrweg unweit der südlich davon im stabilen Gelände gelegenen Oberkaralm fallen Reste von offensichtlich umgelagerten Moränenmaterial auf. An der südseitigen Abrisskante der Massenbewegung unmittelbar nördlich der Oberkaralm liegt dem Quarzphyllit eine vermutlich überwiegend Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerung auf.

Die schwere Zugänglichkeit der oberen Anteile der Abrisskante aufgrund des dichten Latschenbewuchses erschwert Aussagen zur Kinematik bzw. zum Bewegungsmechanismus. Die morphologisch deutliche Ausbildung der Hanginstabilität mit einer ausgeprägten Hohlform im Oberhang und der typischen Versteilung des in den Talboden vorgedrungenen Stirnbereichs (Talzusub) lässt, gestützt durch die Gefügemessungen, die Klassifikation dieser gravitativen Form als Bereich einer Gleitung zu. Auffällig ist der relativ stark erodierte Rand der vermutlich schon im frühen Würm-Spätglazial angelegten und seit langem abgeschlossenen bzw. fossilen Massenbewegung. Insbesondere der Nordrand der Massenbewegung ist durch einen tief eingeschnittenen Bachgraben, dessen Anlage vermutlich durch einen sprödetektonischen Störungsverlauf kontrolliert ist, erosiv überprägt. Am Ausgang des Bachgrabens hat sich ein großer Schwemmfächer gebildet, an dessen nördlichsten Ausläufer die Baumgartenalm (1.243 m) steht.

An der südlichen Abrisskante nahe der Oberkaralm fällt die Schieferung im anstehenden und nur leicht aufgelockerten Quarzphyllit relativ steil mit 62–72° nach SE bis S ein. Innerhalb der Massenbewegung ist die Schieferung in dem zu Felsschollen zerlegten, meist stark aufgelockerten bis nur mehr reliktsch erkennbaren Felsverband stärker nach S bis SSW gerichtet und fällt auch tendenziell etwas flacher mit Einfallswinkeln von rund 30–60° ein. In Verbindung mit dem dort durchschnittlich 25–27° geneigten und nach ESE exponierten Hang ist somit eine Rotationsbewegungskomponente der Gleitung abzuleiten. Bei einer initial zumindest teilweise nach SE fallenden Schieferung kann diese anteilig bei der Ausbildung der Gleitzone verwendet worden sein. Eher mit dem Hang fallende Trennflächen werden zur Ausbildung synthetischer, eher gegen

den Hang fallende Trennflächen zur Ausbildung antithetischer Zerrstrukturen (Zerrgräben, Abrisskanten) genutzt.

Aus der versteilten Stirn sind sekundäre Gleitmassen, charakterisiert durch fortschreitende Auflösung des Felsverbands mit überwiegendem Lockergesteinscharakter, weiter in den Talboden vorgerückt und haben zusammen mit dem Schwemmfächer der Baumgartenalm und der Massenbewegung des Gegenhangs (Foischingalm – Krumbachwald) die Windauer Ache „eingezwängt“, so dass sich diese ihr Bett mit beidseitiger Ufererosion erhalten musste. Die Gefahr der Reaktivierung von Teilen der Massenbewegungen durch fluviale Hangunterschneidung ist aber aufgrund der flachen Auslaufbereiche auf beiden Talseiten nicht erkennbar. Bei dem über maximal 150 Höhenmeter ansteigenden Geländeriedel am proximalen Ansatz des Baumgartenalm-Schwemmfächers rechtsufrig am dortigen Grabenausgang dürfte es sich um einen stabil gebliebenen Härtling aus Quarzphyllit handeln.

## 3. Massenbewegung Stallerrinngaben

Die Massenbewegung Stallerrinngaben befindet sich in der orografisch rechten Talflanke des Windautales westlich unterhalb des Gerstinger Jochs (2.035 m) bzw. des Gerstinger Tretl auf einer Höhe von rund 1.150 bis 1.830 m. Auf der Südseite des Stallerrinngabens gelegen, sind die Gesteinsmassen mit einer morphologisch gut rekonstruierbaren Transportweite von mindestens 100 bis 150 m nach NW in den Graben abgeglitten und haben den Bachlauf deutlich nach Norden abgedrängt.

Bei dem knapp 0,4 km<sup>2</sup> Fläche umfassenden und (auch) im Holozän aktiven Gleitprozess ist der Felsverband zu einem großen Anteil völlig zu einer Gleitmasse aus blockigem Lockergestein aufgelöst worden. Insbesondere am distalen Ende der Gleitmasse hin zum Bachgraben zeigen die dortige Versteilung mit einem teilweise vegetationsfreien Anbruch (Plaike) sowie der fehlende Hochwald (an Baumstümpfen ist noch eine Schiefstellung erkennbar) eine aktive Hangunterschneidung durch den Bach und damit eine gewisse gegenwärtige Bewegungsaktivität dieses Teilbereichs an. Unmittelbar talwärts am Grabenausgang setzt ein relativ großer Schwemmfächer mit einer aktiven Murrinne an, über die der starke Geschiebeandrang abtransportiert wird. Der obere nördliche Abschnitt der Massenbewegung ist in einem überwiegend stark aufgelockerten Felsverband verblieben und kann somit anteilig als Bereich einer Gleitung ausgeschieden werden. Mit der deutlichen Hohlform im Herkunftsbereich unterhalb der östlichen Abrisskante und der Vorwölbung und Verdrängung des Bachlaufs im Akkumulationsbereich können der Transportweg und die Umrandung dieser großen Felscholle mit der charakteristischen Rückfallkuppe an deren Top recht gut bestimmt werden.

Geologisch werden die Festgesteine in der Umgebung des instabilen Hanges, aber auch im Verband der erhaltenen Felsscholle, überwiegend den Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Tonschiefern der Schattberg- und Löhnersbach-Formation des Glemmtal-Komplexes innerhalb der Windau-Decke zugeordnet. Der südöstliche oberste Abrissbereich ist nach dem aktuellen Stand der geologischen Manuskriptkarte jedoch dem Quarzphyllit des Kreuzjoch-Komplexes zuzurechnen. Die ebenfalls duktil deformierten Metapelite des Glemmtal-Komplexes (Löh-

nersbach-Formation?) machen eine Abgrenzung der Gesteine sowohl im Felsverband als auch bei den Lockergesteins-Komponenten in der Massenbewegung ohne genauere lithologische Aufnahmen schwierig.

Der instabile Hang weist eine Neigung von durchschnittlich rund 30° nach NW bis WNW auf. Für die phyllitischen und weitgehend zu Lockermaterial zerlegten Gesteine ist dies ein relativ hoher Wert, lässt sich aber vermutlich mit den dort vorkommenden kompetenten Metasandsteinen der Schattberg-Formation erklären. Zudem fällt die prägende Schieferung am nördlichen und südlichen Rand außerhalb der Massenbewegung mit rund 30–60° nach SE gegen den Hang ein und bildet somit eine im Grunde relativ stabile geotechnische Konstellation. Innerhalb der im aufgelockerten Felsverband erhaltenen Anteile der Massenbewegung scheint die Einfallsrichtung stärker nach E rotiert. Weiters fallen in erster Linie steil W fallende Trennflächen auf, die an der Ablösung und Zerlegung des Felsverbandes offenbar wesentlich beteiligt sind. Die morphologisch deutliche Hohlform im oberen Abrissbereich lässt zusammen mit den typischen Verflachungen innerhalb der bewegten Masse einen hohen Anteil einer Rotationsbewegungskomponente vermuten.

#### 4. Massenbewegung Außerer Gersting

Das Alm- und Waldgelände um und unterhalb des Außerer Gersting, nordwestlich des Stallerrinngabens ebenfalls orografisch rechts der Windauer Ache gelegen, wird weiterhin von den Gesteinen der Schattberg- und Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) aufgebaut. Im SW exponierten, durchschnittlich mit etwas mehr als 30° geneigten und mit Hochwald bestandenen Hang westlich unterhalb der Almgebäude fallen auf einer Höhe zwischen 1.100 und 1.280 m mehrere NW–SE bis WNW–ESE streichende, teils markante Zerrgräben bzw. mehr oder weniger hangparallele „Hangleisten“ mit meist deutlich über 100 m Längserstreckung auf („getrepptes“ Gelände). Deren Ausbildung ist wohl größtenteils auf antithetische Brüche zurückzuführen. Die daran beteiligten Trennflächen fallen überwiegend steil in östliche bis nordöstliche Richtungen ein. Die meist mit ca. 50–60° nach SE bis S fallende Schieferung ist an dieser fossilen und in einem initialen Stadium verbliebenen Massenbewegung Außerer Gersting offensichtlich nicht beteiligt. Detailliertere Gefügemessungen wurden in dem kompakten bis leicht aufgelockerten Felsverband jedoch nicht vorgenommen.

Rund 200–400 m nordöstlich bis nordwestlich der Almgebäude des Außerer Gersting stellt eine Geländestufe im überwiegend offenen Wiesengelände, an den dortigen Fahrwegen gut erkennbar, die den Zerrstrukturen zugehörige Abrisskante dar. Die Almwiesen „nützen“ die unterhalb daran anschließende Geländeverflachung, mit welcher der gesamte Bereich etwas „abgesessen“ erscheint. Der weitere Verlauf der Abrisskante ist kaum bis gar nicht mehr verfolgbar, ebenso wenig ist eine diskrete Umgrenzung der gesamten tiefgreifenden Hangdeformation auszumachen. Zusammen mit den initialen Toppling-Strukturen (antithetische Brüche) dürfte das gesamte betroffene Areal vor allem auch aufgrund der teilweise ausgebildeten Abrisskante und der schon ausgebildeten Verflachungen im oberen Teil im Almgelände insgesamt als Bereich eines langsamen

Fließens („Kriechhang“) zu klassifizieren sein, wobei sich die lateralen Ränder sehr unscharf entlang von Senken und Gräben auflösen.

#### 5. Massenbewegung Steinberggraben

Auf der dem Außerer Gersting gegenüberliegenden Tal-seite mündet der tief eingeschnittene Steinberggraben mit einem Schwemm- und Murkegel in die dadurch an den Gegenhang abgedrängte Windauer Ache ein. Auf der orografisch rechten Seite des Steinberggrabens hat sich über maximal 500 Höhenmeter die nach NNE exponierte Massenbewegung Steinberggraben ausgebildet, die vom Bachbett (zwischen 1.000 m und 1.160 m Höhe, mit auffallend viel grobblockigen Geschiebe) bis an den Fahrweg beim Abzweig zur Brunnachalm auf rund 1.500 m Höhe hinaufreicht.

Es handelt sich um eine im Holozän aktive Gleitmasse mit gegenwärtig anhaltenden, vermutlich sehr geringen Bewegungen, wodurch sich in deren oberen Hälfte eine ausgeprägte Hohlform (Massendefizit) mit einer entsprechend markanten Abrisskante ausgebildet hat. Am Westrand bzw. in der Westhälfte der Gleitmasse liegen im Bereich der dortigen Gerinne kleinere sekundäre Schuttstromablagerungen auf. Vereinzelt ist eine Schiefstellung bzw. ein Krümmwuchs von Bäumen erkennbar, aber auch eine typische Absenkung des mittig die Gleitmasse E–W querenden Fahrweges am Westrand und aktive fluviatile Hangunterschneidung mit Uferanbrüchen an der nach Norden abgedrängten Bachsohle sind zu beobachten. Darüber hinaus zeigt die Abrisskante am südlichen Top der Hangbewegung aktive Rückböschungsprozesse (Anbrüche mit Erosionsrinnen, offene Zerrspalten), die sehr nahe an den dortigen Fahrweg zur Brunnach- bzw. zur Lagfeldentalm heranreichen.

Die Gleitmasse, die sich aus dem dort vorherrschenden, stark deformierten Metasandstein der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) entwickelte, dürfte einen erheblichen Tiefgang von mehreren Zehnermetern aufweisen. Sie hat durchwegs einen matrix- bis komponentengestützten Lockergesteinscharakter mit einer schluffig-sandig-kiesigen Matrix sowie Stein- und Block-Komponenten, aber auch kleineren „mitschwimmenden“ Felsschollen darin. Bereichsweise überwiegt sehr grobblockiges Material mit komponentengestütztem Gefüge.

Das anstehende Festgestein der Umrandung ist überwiegend in einem kompakten bis leicht aufgelockerten Felsverband und die Schieferung fällt relativ konstant mit rund 40–65° nach SSE gegen den Hang ein. Eine strukturell bedingte Anlage der Massenbewegung unter Verwendung „geeigneter“ Trennflächenscharen ist auf den ersten Blick nicht erkennbar, jedoch scheinen NE–SW streichende und meist steil nach SE fallende Trennflächen eine gewichtige Rolle bei der seitlichen (östlichen und westlichen) Begrenzung der Massenbewegung zu spielen. Die stabil verbliebenen Anteile der orografisch rechten Einhänge des Steinberggrabens weisen eine durchschnittliche Hangneigung von 30–40° auf. In der Gleitmasse hat sich dieser Wert auf rund 26–30° erniedrigt. Nimmt man für die Metasandsteine der Schattberg-Formation einen Grenzreibungswinkel in der Größenordnung von 30° an, ist von einer Übersteilung der Hangflanken aufgrund einer relativ raschen fluviatilen

Tiefenerosion auszugehen. Das Wechselspiel zwischen dem anhaltenden Erosionsprozess und dem Streben der Gleitmasse nach einem stabilen Böschungswinkel erklärt somit deren anhaltende Bewegungsaktivität.

## **6. Massenbewegungen Gerstinger Joch – Hintenkarscharte – Scheibenschlag Niederalm – Wasserbühel – Pastualm/Pastauwald**

Der westseitige Kammverlauf zwischen dem Gerstinger Joch (2.035 m) und der Gerstinger Oberkaralm im Süden sowie der Hintenkarscharte (1.829 m) und der Scheibenschlag Niederalm (1.445 m) im Norden weist mit ungefähr 1,3 km<sup>2</sup> Fläche eines der größten Bergzerreibungsfelder auf dem Kartenblatt mit morphologisch sehr markanten syn- und antithetischen Zerrstrukturen (Zerrspalten, Zerrgräben, antithetische Brüche) auf. Diese können teilweise durchgehend über eine Länge von ca. 800 bis 900 m verfolgt werden. Zusammen mit den südlich und westlich der Scheibenschlag Niederalm unterhalb daran anschließenden Gleit- und Fließmassen sowie einem initialer entwickelten Bereich einer Gleitung an deren Nordwestrand definiert sich damit das insgesamt ca. 2,3 km<sup>2</sup> große und bis zu rund 1.000 Höhenmeter umfassende Massenbewegungsareal Gerstinger Joch – Hintenkarscharte – Scheibenschlag Niederalm – Wasserbühel – Pastualm/Pastauwald.

Das W exponierte Gelände wird fast ausschließlich von den Metasandsteinen, Metasiltsteinen, Tonschiefern und zwischengeschalteten Quarziten der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) aufgebaut. Vereinzelt fallen auch grünliche Chloritschiefer in dieser Wechsellaagerung auf. Unmittelbar südlich des Gerstinger Jochs tritt die von HUET et al. (2019) neu definierte Deckengrenze zur hangenden Staufen-Höllengebirge-Decke, hier ebenfalls vertreten durch die Löhnersbach-Formation mit Quarziten, wie auch Metabasalte und Metatuffe des Glemmtal-Komplexes, vom Talschluss des Spertentals (Unterer Grund) auf die Windauer Seite zur Gerstinger Oberkaralm über. Von dort verläuft die Deckengrenze ungefähr in N-S-Richtung überwiegend auf der Westseite des Kammes nach Norden zwischen Hintenkarscharte und Scheibenschlag Hochalm weiter zur Mießfangalm (1.657 m).

Die Deckengrenze, inklusive des damit verbundenen gehäuften Auftretens relativ kompetenter Metabasite im Hangenden, hat aber keinen erkennbaren Einfluss auf die Ausbildung der Bergzerreibung. Diese hat sich ausschließlich unter Verwendung jüngerer sprödetektonischer Strukturen (Klüfte, Störungen) entwickelt. Im gesamten gegenständlichen Massenbewegungsareal fällt die Schieferung im anstehenden bzw. im nur geringfügig dislozierten Festgestein mit überwiegend 30–50° nach SE bis S, untergeordnet auch nach SSW, also meist „schleifend“ gegen den Hang ein. An der Ausbildung der Gleitprozesse war sie demnach offenkundig nicht beteiligt. Das sprödetektonische Trennflächengefüge ist für das gesamte Areal sehr komplex und mit den durchgeführten Überblicksaufnahmen können hier nur gewisse Tendenzen herausgearbeitet werden.

Das Bergzerreibungsfeld am westseitigen Kammbereich hat sich in erster Linie entlang N–S, mit einer gewissen Streuung auch NNW–SSE und NNE–SSW streichenden

Trennflächen entwickelt, die überwiegend steil in östliche Richtungen gegen den Hang einfallen. Für die gravitative Hangdeformation werden diese also als in den Hang fallende Abschiebungsflächen genutzt, die somit als antithetische Brüche zu definieren sind und eine erhebliche Gebirgsaufweitung bzw. Zerrgrabenbildung direkt am Kamm mit Doppelgrat ähnlichen Formen bewirken. Dies erfolgt im Zusammenspiel mit den steil in westliche Richtungen einfallenden und mit eher NW–SE streichenden und vorzugsweise meist steil nach SW fallenden Trennflächen, die somit die Funktion synthetischer Bewegungsflächen übernehmen. Eine untergeordnete Rolle spielen auch noch NE–SW streichende und vorwiegend nach SE einfallende Trennflächen, die somit wiederum für die Anlage weiterer antithetischer Brüche dienlich waren. Das Bergzerreibungsfeld, vom beschriebenen Kammverlauf bis nach Nordwesten zur Scheibenschlag Niederalm über rund 500 Höhenmeter herabziehend, ist somit, begründet in der Externrotation der Felspartien entlang der gegen den Hang fallenden Trennflächen, durch das Vorherrschen von Kipp-Prozessen (Toppling) entstanden.

Südlich bis südwestlich der Scheibenschlag Niederalm, am Fahrweg zum Außerer Gersting gut passierbar, sind im unteren Teil bzw. unterhalb des Bergzerreibungsfeldes, quasi im „Kompensationsbereich“ oder „Staubereich“ der Kippung, zwei deutliche Abrissnischen auf 1.440 m bis 1.660 m und auf 1.300 m bis 1.500 m Seehöhe ausgebildet. Der Geländemorphologie und der Laserscan-Auswertung (DGM Hillshade) zufolge sind dort die zugehörigen Gleitmassen ungefähr 150 bis 200 m nach WNW bis NW abgeglitten. Diese Ablagerungen sind in sich gegliedert: teils ist noch ein stark aufgelockerter bis relikthetischer Felsverband in erhalten gebliebenen Felsschollen erkennbar. Überwiegend ist aber bereits eine völlige Verbandsauflösung mit Lockergesteinscharakter gegeben, so dass insgesamt eine Klassifizierung als lithogenetische Neubildung zutreffend ist. Beide Gleitmassen vereinen sich in ihrem distalen Abschnitt und gehen talwärts ab einer Höhe von ca. 1.200 m in eine gemeinsame Fließmasse über. Eine weitere Gleitmasse mit Abrissnische nördlich davon, auf einer Höhe von rund 1.100 m bis 1.340 m gelegen (also westlich unterhalb der Scheibenschlag Niederalm), liefert dieser Schuttstromablagerung ebenfalls Material zu. Die matrixgestützte Schuttstromablagerung ist ein schluffig-sandig-kiesiges Lockergestein mit eckigen bis kantengerundeten Steinen und vereinzelt Blöcken darin. Die Komponenten stammen fast ausschließlich aus der Löhnersbach-Formation, nur vereinzelt sind Metabasite vor allem in der Kiesfraktion erkennbar. Die Schuttstromablagerung hat unmittelbar nördlich der Pastualm einen morphologisch sehr markant ausgebildeten Stirnbereich, der wiederum deutlich durch mehrere E–W verlaufende Bachgräben, insbesondere dem zwischen Pastualm und Wasserbühel gelegenen, erodiert wurde.

Die Würm-spätglaziale bis holozäne Schuttstromablagerung läuft an ihrem unteren Ende beim Wasserbühel auf einer Höhe von rund 960 m bis 980 m auf eine ältere Würm-spätglaziale Eisrandablagerung (Eiszerfallsphase) auf und hat deren Material an ihrer dortigen Stirn auch „eingearbeitet“. Die gesamte Prozesskette Kippen (Kammbereich/Oberhang) – Gleiten (mittleres Hangniveau) – Fließen (Unterhang) reicht somit nicht bis zum rezenten Talboden bzw. Bachverlauf der Windauer Ache auf ungefähr 880 m bis 900 m Höhe herab. Die zwei in die Schuttstromablage-

rung am Wasserbühel und unterhalb der Torwartsalm tief eingeschnittenen Bachläufe legen an deren Stirn bereits teilweise die anstehende Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) frei. Am südwestlichen Ende der Schuttstromablagerung bei der Pastualm hat sich ein Schwemmfächer vermutlich syngenetisch zum Schuttstrom aus dessen südlichem Randgraben entwickelt. Kleinere Anteile der Gleitmassen und der Schuttstromablagerung sind überwiegend im Nahbereich der Gerinne auch gegenwärtig kinematisch zumindest gering aktiv (frische Anbrüche, Krümmwuchs/Säbelwuchs und Schiefstellung von Bäumen).

Am Nordrand des Massenbewegungsareals, ungefähr zwischen dem Niveau des Fahrweges zur Torwartsalm bei 1.060 m bis 1.100 m Höhe und dem Fahrweg zur Scheibenschlag Niederalm östlich oberhalb bei rund 1.220 m Höhe, also an die nördlichste der beschriebenen Gleitmassen anschließend, fallen „unruhige“ Geländeformen auf, die auf eine tiefergreifende Durchbewegung hinweisen. Am Top dieses Hangabschnitts ist eine mehr oder weniger deutliche Abrisskante ausgebildet, die Anzeichen für einen Gleitprozess erkennen lässt. Diese eher initial entwickelte Massenbewegung, die nicht näher untersucht wurde, aber offenbar einen durchwegs erhaltenen Felsverband aufweist, wird deshalb mit aller Vorsicht als Bereich einer Gleitung ausgewiesen.

## 7. Massenbewegungen Steinberghaus – Stöckl-Kreuzbergalm

Der beim Gasthof Steinberghaus auf Höhe 872 m abzweigende und den orografisch rechten, W exponierten Hang des Windautales zur Stöckl-Kreuzbergalm (1.209 m) hinaufführende Fahrweg durchquert zwei initial entwickelte tiefgreifende Hangdeformationen, in denen die duktil deformierte Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) durchwegs in relativ gutem, meist nur leicht aufgelockertem Felsverband vorliegt. Diese beiden Massenbewegungen Steinberghaus – Stöckl-Kreuzbergalm sind trotz ihrer teils undeutlichen Umrandung gut voneinander und von ihrer stabil gebliebenen Umgebung abzugrenzen: Die südliche der beiden reicht von ca. 920 m über 380 Höhenmeter bis 1.300 m Höhe hinauf und liegt damit deutlich unterhalb der auf rund 1.400 m nordöstlich bis östlich davon gelegenen Mairhoferalm. Die südliche Begrenzung bildet der markante und tief eingeschnittene, offensichtlich durch eine Störung kontrollierte, WNW–ESE streichende Bachgraben, dessen Schwemmfächer direkt gegenüber dem Steinberghaus in die Windauer Ache mündet. Der nördliche bis nordöstliche Rand wird nach rund 500 m bis 600 m Breite des instabilen Bereichs mit einer überwiegend schon deutlich ausgebildeten Abrisskante, noch bevor der nächste Bachgraben den Hang herabzieht, erreicht. In diesen ebenfalls WNW–ESE streichenden und sich nach oben zur Mairhoferalm hin verzweigenden Bachgraben reicht der Südrand der nördlichen Massenbewegung hinein, in deren obersten, sehr flach geneigten und mit einer Moränenaufgabe versehenen Abschnitt die Stöckl-Kreuzbergalm (1.209 m) liegt. Diese Massenbewegung befindet sich zwischen ungefähr 880 und 1.280 m Höhe und umfasst damit rund 400 Höhenmeter. Sie ist maximal rund 700 m breit und ihr nördliches bis östliches Ende liegt noch deutlich außerhalb des Rettenbachgrabens.

Bei beiden Massenbewegungen ist aufgrund der beschriebenen Dimensionen von einem Tiefgang von mehreren Zehnermetern auszugehen. Jedoch ist die Dislozierung der involvierten Festgesteine anhand der morphologischen Formen, insbesondere anhand der erkennbaren Versätze entlang der (Haupt-)Abrisskanten, in Bezug zur Größe der instabilen Bereiche als sehr gering einzuschätzen. Die Beträge der räumlichen Bewegung dürften somit in der Größenordnung von „subanstehend“ bis maximal wenige Zehnermeter liegen. Damit ist es eher unwahrscheinlich, dass eine durchgehende Bruchfläche im Sinne eines Gleitprozesses ausgebildet ist. Vielmehr dürften sich die Bewegungsbeträge in die Tiefe kontinuierlich und „diffus“ verlieren. Somit ist insgesamt für beide Massenbewegungen die Bezeichnung als Bereiche eines langsamen Fließens (vormals „Kriechen“) gemäß der aktuellen GBA-Nomenklatur von STEINBICHLER et al. (2019) zutreffend. Beide Massenbewegungen sind auch nicht bis zum rezenten Talboden der Windauer Ache „durchgebrochen“: Ihre Stirn „drückt“ jeweils mindestens rund 50 Höhenmeter über dem Talboden gegen die dort am Hangfuß anliegenden, sandig-kiefigen Eisrandablagerungen. Ob diese Ablagerungen eine stabilisierend wirkende „Fußschüttung“ für die fossilen Massenbewegungsprozesse darstellten oder beispielsweise syngenetisch dazu angelegt wurden, ist nicht geklärt.

Die südliche Massenbewegung lässt keine Verstellung der Schieferung innerhalb der Streuung der Messwerte im bewegten gegenüber dem unbewegten Festgestein erkennen. Generell fällt die Schieferung meist mit 25–40° nach E bis SSE gegen den Hang ein und steht somit nicht begünstigend für Gleitprozesse zur Verfügung. Zum südlichen Bachgraben hin ist der in der Massenbewegung durch typische Hangverflachungen („Geländetreppen“) und Zerrgräben in ein nur leicht aufgelockertes „Mosaik“ großer Felsschollen zerlegte Verband etwas stärker, aber in Summe auch nur mäßig aufgelockert. Einige der sprödetektonischen Trennflächen eignen sich nach ihrer Raumlage für die Anlage antithetischer Brüche, eine prägende kinematische Rolle scheinen sie jedoch nicht zu spielen. Überwiegend fallen die an der Ausbildung der Zerrstrukturen beteiligten Kluffflächen zwar steil, aber eher mit dem Hang in südwestliche bis nordwestliche Richtungen ein, eine genauere Aufnahme des Trennflächengefüges wurde dort aber nicht durchgeführt.

Auch in der nördlichen Massenbewegung fällt die Schieferung des leicht aufgelockerten Felsverbandes relativ konstant wie im unbewegten Gebirge mit rund 20–45° nach SE bis SSW ein. An einzelnen Aufschlüssen entlang der Hauptabrisskante ist erkennbar, dass die Geometrie des Abrisses offenbar dominanten Kluft- bzw. Störungsflächen folgt, wobei innerhalb des instabilen Bereichs kaum markante Zerrstrukturen unter Verwendung „geeigneter“ Trennflächen ausgebildet sind. Auffällig innerhalb der Massenbewegung ist der flache Oberhang im Bereich des Almgeländes um die Stöckl-Kreuzbergalm mit einer durchschnittlichen Hangneigung von nur 18–20°. Der Unterhang versteilt sich auf ungefähr 21–24°, was für ein gesamthaftes weiteres Fortschreiten der langsamen Fließbewegungen trotz der mechanisch inkompetenten Gesteine der Löhnersbach-Formation offenbar nicht ausreichte. Umso auffälliger ist die Ausbildung zweier kleinerer, sekundärer Massenbewegungen am Nord- und Südrand dieser nördlichen Massenbewegung genau an der durch die geringfügige Versteilung bedingten Hangkante.

Die sekundäre Massenbewegung am Nordrand ist durch die maximal rund 150 m breite Abrissnische einer Rotationsgleitung mit einer Gleitmasse vorwiegend aus Lockergestein zwischen 1.020 m und 1.120 m Seehöhe charakterisiert. In der Abrissnische fällt die Schieferung einer typischerweise rotierten Felsscholle flach mit ca. 10–15° nach ESE ein. Aus der Gleitmasse hat sich hangabwärts eine kleinere Schuttstromablagerung aus einem bindigen, schluffig-sandigen und überwiegend matrixgestützten Lockergestein mit eckigen bis kantengerundeten Kies-, Stein- und wenig Block-Komponenten entwickelt, die bis rund 890 m Höhe herabreicht und eine gegenwärtige geringe Aktivität in Teilbereichen aufweist. Unmittelbar nördlich davon schließt ein dicht gelagerter Diamikt mit kantengerundeten bis gerundeten Komponenten an, der als stabil verbliebene Grundmoränenablagerung interpretiert wird. Die sekundäre Massenbewegung am Südrand befindet sich im Einschnitt des dortigen Bachgrabens auf einer Höhe von gut 900 m bis 1.050 m und ist vermutlich überwiegend als Fließmasse mit vorherrschendem Lockermaterialcharakter zu klassifizieren.

## 8. Massenbewegungen Hochsteig und nördlich der Roßkaralm

Im orografisch linken Hang des Windautales südwestlich der Mautstelle der Windauer Straße nach der Brücke beim Wirtshaus Jagerhäusl und unmittelbar westlich bis nordwestlich der Gebäude der Lokalität Hochsteig liegen nebeneinander drei kleinere Abrissnischen, aus denen die zusammenhängende Massenbewegung Hochsteig hervorgegangen ist. Sie erstreckt sich über eine Höhendifferenz von rund 100 bis 160 m zwischen 940 m und maximal 1.100 m Höhe und liegt damit deutlich über dem Talboden im Hang. Die benachbarten, morphologisch deutlichen Hohlformen der Abrissnischen bilden zusammen zwar eine Breite des Abrisses von über 600 m, aber aufgrund der geringen Längserstreckung ist das betroffene Areal mit ca. 0,17 km<sup>2</sup> Fläche eher klein. Das um einige Zehnermeter dislozierte Festgestein aus auffallend quarzärmer und feinkörniger Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) hat ein stufiges Gelände aus noch zusammenhängenden Felsschollen im kleinklüftig aufgelockerten, aber überwiegend guten Verbandserhalt ausgebildet. Es dürfte sich um einen fossilen Bereich einer Gleitung mit diskreter Begrenzung durch progressiv entstandene Bruchflächen und nicht allzu großem Tiefgang (wenige Zehnermeter) handeln, wobei eine klare strukturelle Anlage nicht erkennbar ist. Innerhalb der Gleitung wie auch außerhalb an der Abrisskante fällt die Schieferung konstant mit ca. 25–30° nach S ein und ist in dem N bis ENE exponierten Gelände kinematisch eher bedeutungslos. Jedoch folgt der Verlauf der Abrisskante offenbar anderen steilstehenden Trennflächenscharen. Bereichsweise aufliegende, sandig-kiesige und schwach schluffige Lockersedimente (Eisrandablagerung?) sind in die Bewegungen mit einbezogen worden.

Südlich davon zwischen Hochsteig und der Roßkaralm (1.224 m) liegt eine weitere, separate Hohlform einer Massenbewegung nördlich der Roßkaralm, die durch ihre auffällig große horizontale Längserstreckung von rund 1.300 m von der obersten Abrisskante im Westen bis zur Stirn im Osten im Vergleich zu ihrer dazu relativ geringen Breite von durchschnittlich ungefähr 250 m auffällt. Die

Stirn hat den Talboden der Windauer Ache bei ca. 840 m Höhe erreicht und die dort am Hangfuß anlagernden Eisrandablagerungen verdrängt bzw. überfahren. Sie reicht demnach die orografisch linke Talflanke über 520 Höhenmeter bis auf 1.360 m Höhe hinauf und umfasst inklusive initialer entwickelter oder sekundärer „Ausbuchungen“ am Nord- und Südrand eine Fläche von gut 0,47 km<sup>2</sup>. Der stark aufgelockerte, aber offensichtlich durchwegs erhaltene Felsverband der überwiegend en bloc um vermutlich rund 100 m abgeglittenen phyllitischen Gesteine der Löhnersbach-Formation lässt die Massenbewegung als Bereich einer Gleitung mit einem Tiefgang von wenigen Zehnermetern interpretieren. Entlang der Abrisskante bzw. in der stabilen Umgebung fällt die Löhnersbach-Formation, die am Top der Abrissnische in die Schattberg-Formation des Glemmtal-Komplexes (Windau-Decke) übergeht, meist mit 30° nach SSW bis SW ein und streicht somit mehr oder weniger orthogonal zum E exponierten Hang aus. Die dort auch im Anstehenden erkennbare leichte Auflockerung des Felsverbands ist insofern bemerkenswert, als dass sie nicht allein auf die gravitativen Prozesse zurückgeht. Vielmehr scheinen die Hanginstabilität und deren langgezogene schmale Form durch ein Bündel von markant das Gestein durchschlagende, mit 60–80° nach NNE fallende Störungsflächen begünstigt zu sein. Am Nordrand der Massenbewegung schließt zwischen rund 1.030 m und 1.150 m Höhe ein initialer entwickelter, kleinerer Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) und am Südrand zwischen 1.120 m und 1.260 m Höhe eine kleinere seichte Gleit- bis Fließmasse (Lockergestein, vom Fahrweg kurz vor der Roßkaralm durchquert) an. Die Anlage der Massenbewegung im Ganzen dürfte ein relativ alter und fossiler Prozess sein, der nach der Sedimentation der dortigen Eisrandablagerungen vermutlich schon im Würm-Spätglazial seinen Ausgang nahm. Auffällig ist die schon deutliche Erosionswirkung der südlichen und nördlichen Randgräben in der unteren Hälfte der Gleitung, wobei sich am Ausgang des nördlichen Randgrabens (unmittelbar nordwestlich Höhe 834 m) ein stattlicher Schwemmfächer gebildet hat.

## 9. Massenbewegung östlich der Roßkaralm

Die Massenbewegung östlich der Roßkaralm (1.224 m) dürfte ein ebenfalls relativ alter und damit fossiler Bereich einer Gleitung sein, der sich an seinem südlichen Rand mit dem untersten Abschnitt der Massenbewegung auf der orografisch linken Seite des Höllgrabens vereinigt. Als Festgesteine sind ausschließlich die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) im überwiegend stark aufgelockerten Felsverband involviert. Der instabile Bereich erstreckt sich von knapp 900 m bis 1.100 m Höhe mit einem kleinen „Fortsatz“ hangaufwärts, der bis 1.160 m unterhalb der Alm heraufreicht. Er weist damit eine maximale Breite von rund 400 m (ohne die anschließende Massenbewegung aus dem Höllgraben) und eine maximale horizontale Längserstreckung von rund 500 m auf. Die Stirn wölbt sich über einer älteren Geländestufe, die als Grundmoränenablagerung ausgeschieden ist, wobei die Transportweite der durchbewegten Gesteine meist in der Größenordnung von 30 bis 80 Meter liegen dürfte. Im stabilen Umfeld der Massenbewegung fällt die Schieferung nach wie vor sehr konstant nach S bis SW mit 30–40° ein. In der charakteristischen Verflachung im zent-

ralen Abschnitt der Gleitung zeigt eine Felsscholle jedoch das für einen rotationalen Anteil des Gleitprozesses typische „Rückfallen“ gegen den exponierten Hang und das flachlagernde Einregeln der stark anisotropen Gesteinspartien mit einem Einfallswinkel von nur 10° nach WSW an.

## 10. Massenbewegung Höllgraben – Kühlbrunnalm

Ohne merklichen Übergang, wie z.B. in Form einer Rinne oder Senke als „Bewegungsfuge“, setzt sich der Bereich einer Gleitung zwischen Roßkaralm und Gasthof Steinberghaus in den orografisch linken Ausgang des Höllgrabens fort. Dies lässt auf einen vermutlich einheitlichen Bewegungsablauf in dem gesamten betroffenen Areal schließen. Am Grabenausgang unterhalb schließt an die Massenbewegung ein größerer Schwemmfächer an, auf dessen Geländestufe über der rezenten Talsohle der Windauer Ache das Steinberghaus steht. Grabeneinwärts umfasst die Gleitung die nördlichen Einhänge der gesamten unteren Hälfte des dort WNW–ESE verlaufenden Höllgrabens. Die vermutlich überwiegend im Verband erhaltenen Gesteine der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) sind großflächig von ebenfalls umgelagerten Moränenmaterial bedeckt. Der instabile Hang reicht in diesem Abschnitt ab einer Höhe von rund 920 m bis ungefähr 1.150 m durchgehend an die Grabensohle heran. Parallel dazu, also ebenfalls WNW–ESE streichend, ist ab einer Höhe von rund 1.080 m bis 1.320 m nördlich oberhalb davon an der Verflachung hin zur Roßkaralm die zugehörige Abrisskante ausgebildet. Ab 1.150 m Höhe aufwärts biegt die Grabensohle in eine WSW–ENE-Richtung um und in dieser oberen Hälfte des Höllgrabens zeigt die gesamte orografisch linke Hangflanke eine wesentlich initialere Ausbildung einer tiefgreifenden Handdeformation. Sie ist auf Basis des anzunehmenden Bewegungsmechanismus als Bereich eines langsamen Fließens zu klassifizieren. Der Wechsel dieser kinematischen Charakteristik vollzieht sich im Niveau des die Massenbewegung Höllgraben – Kühlbrunnalm querenden Fahrwegs von der Roßkaralm zur Oberen Steinbergalm kurz vor dem Abzweig zur Kühlbrunnalm (1.516 m) auf einer Höhe von rund 1.260 m bis 1.300 m Höhe und fällt mit dem Auftreten von wesentlich kompetenteren Metasandsteinen der Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) zusammen. Die oberhalb davon gelegenen Einhänge nördlich der Höllgraben-Bachsohle bis hinauf zum NE–SW verlaufenden Kamm zwischen Kühlbrunnalm und Kote 1.694 m zeigen zunächst einen stark aufgelockerten und insgesamt wenig dislozierten Felsverband mit Felsschollen, Groblockwerk und teils markanten Zerrgrabenbildungen, der weiter hangaufwärts nach Westen zunehmend in einen nahezu „in situ“ verbliebenen, tiefgreifend aufgelockerten Fels mit weniger deutlichen Zerrstrukturen übergeht. Entsprechend sind im oberen Randbereich nur abschnittsweise mehr oder weniger deutlich ausgebildete Abrisskanten erkennbar. In der stabilen Umrandung des Massenbewegungsareals sind unterschiedliche Einfallrichtungen der Schieferung vorhanden, wobei ein gewisses Vorherrschen nach WSW mit Einfallswinkeln von 60–70° gegeben zu sein scheint. Sowohl syn- als auch antithetische, sprödektotonisch vorgezeichnete Bruchflächen wie auch die Schieferung dürften an der Ausbildung von Zerrstrukturen beteiligt sein, genauere Aufnahmen dazu erfolgten jedoch nicht.

## 11. Massenbewegung Hochsparalm

Die Massenbewegung Hochsparalm befindet sich im Seitental des Falberbachs, einem linksseitigen Zufluss zur Windauer Ache. In diese Massenbewegung in der orografisch rechten Hangflanke sind die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke) mit Einschaltungen aus Quarziten und Metabasiten (Metatuff/-tuffit), im oberen Abrissbereich auch die gröberklastische Schattberg-Formation (Glemmtal-Komplex, Windau-Decke), involviert. Die Schieferung fällt im betreffenden N exponierten Hangabschnitt überwiegend mittelsteil nach Süden gegen den Hang ein und bildet somit eine grundsätzlich stabile geotechnische Konstellation. Dennoch hat sich ein bis nahezu an den rezenten Bachverlauf heranreichender und maximal rund 380 Höhenmeter umfassender Gleitprozess im Gelände der Hochsparalm (1.044 m) ausgebildet. Die laterale Begrenzung der langgestreckten und meist mit knapp 200 m Breite relativ schmalen Massenbewegung ist vermutlich sprödektotonisch kontrolliert. Von knapp 1.000 m bis rund 1.240 m Höhe ist die Massenbewegung als Gleitmasse mit ausschließlichm Lockermaterialcharakter ausgebildet, also eine gravitative Ablagerung im Sinne einer lithogenetischen Neubildung. Oberhalb davon überwiegt bis rund 1.300 m Höhe in den dort vorherrschenden kompetenteren Gesteinen der Schattberg-Formation ein verstellter und stark aufgelockerter Felsverband, verbunden mit einer typischen und deutlichen Verflachung („Rückfallkuppe“) des Geländes. Als Umrahmung dieses Bereichs einer Gleitung hat sich eine deutliche Abrissnische mit einer markanten, aber auch schon erheblich (rück-)erodierten Abrisskante ausgebildet. Der ostseitig der Massenbewegung NNW–SSE verlaufende erosive Graben verläuft ausschließlich im anstehenden Festgestein und damit außerhalb des instabilen Hanges. Die phyllitischen Gesteine der Löhnersbach-Formation sind dort an einem auf ca. 1.220 m Höhe den Graben querenden Fahrweg aber kleinstückig zerlegt, sodass dieser Graben ebenfalls sprödektotonisch vorgezeichnet sein dürfte. Zwischen dem talseitigen Ausgang des Grabens zum Falberbach und der Stirn der Gleitmasse steht an der dortigen Doppelkehre des Fahrwegs zur Kinzlinger Alm (1.165 m), also unweit nordöstlich der Gebäude der Hochsparalm, die Löhnersbach-Formation auf rund 960 m bis 980 m Höhe an. Ihr liegt ein kleinerer Rest einer Grundmoränenablagerung (Diamikt) auf, darüber folgt eine sandig-kiesige Eisrandablagerung, womit auch hier ein stabiles Gelände zwischen Massenbewegung und Graben belegt ist.

## 12. Massenbewegungen Schönaualm

Das Massenbewegungsareal Schönaualm umfasst mehrere eigenständige tiefgreifende Gleit- und eher flachgründige Fließprozesse in der Umgebung der Schönaualm (1.369 m) zwischen den oberen Verzweigungen bzw. Seitengraben des Rettenbaches. Dieser mündet bei der gleichnamigen Lokalität als rechtsseitiger Zubringer in die Windauer Ache ein. Die Schieferung der dortigen Löhnersbach-Formation und der Metabasite des Glemmtal-Komplexes in der Staufen-Höllengebirge-Decke fällt im gegenständlichen, überwiegend nach W bis WNW exponierten Areal relativ konstant in meist südöstliche bis südliche Richtungen ein, bei allerdings sehr unterschiedlichen Einfallswinkeln zwischen ungefähr 10° und 70°. Jedenfalls

ist die Raumstellung der Schieferung in Bezug zur Hangexposition somit Gleitbewegungen eher nicht dienlich.

Südlich der Schönaualm wie auch des vom Brechhorn (2.032 m) nach WNW herabziehenden Bachlaufs markiert eine deutliche Abrissnische mit unterhalb anschließender Geländeverflachung einen Gleitprozess mit Rotationsbewegungskomponente. Geomechanisch ermöglicht wurde dieser vermutlich aufgrund der progressiven Ausbildung durchgehender Bewegungshorizonte in den wenig bruchfesten, sehr feinkörnigen und überwiegend kleinklüftig ausgebildeten siliziklastischen und vulkanischen Gesteinen. Die Abrissnische mit einer deutlichen Abrisskante reicht von rund 1.300 m bis 1.560 m Höhe hinauf. Der Fahrweg von der Schönaualm zur Mairhoferalm quert auf 1.360 m bis 1.380 m Höhe die Abrissnische und der Fahrweg zur Mießfangalm (1.657 m) auf knapp 1.560 m Höhe die Abrisskante am Top der Massenbewegung. Dazwischen liegt ein überwiegend noch erhaltener, stark aufgelockerter Felsverband aus „zerglittenen“ Felsschollen vor, so dass dieser Abschnitt als Bereich einer Gleitung klassifiziert wird. Im Niveau des unteren Fahrwegs zur Mairhoferalm geht dieser hangabwärts in eine tiefgreifende Gleitmasse mit überwiegendem Lockermaterialcharakter über. Die Gleitmasse reicht im Zwickel zweier Bachgräben bis auf gut 1.100 m herab. Eine gegenwärtige Bewegungsaktivität der vermutlich schon im Würm-Spätglazial angelegten Hanginstabilität ist nicht erkennbar. Jedoch scheint aufgrund der möglichen Unterschneidung des Stirnberichts durch die Bachläufe ein gewisses Reaktivierungspotenzial gegeben.

Nordöstlich dieser Abrissnische verläuft der Fahrweg zwischen Schönaualm und Mießfangalm in einer weitgespannten Einsenkung, durch die der bereits erwähnte Bachlauf vom Brechhorn herabzieht. Insbesondere orografisch rechts des Bachlaufs verläuft der Fahrweg durch eine gering aktive (Krummwuchs einzelner kleiner Bäume) und teilweise stark vernässte Fließmasse eher seichteren Charakters. Diese erstreckt sich in dem lokal nach WSW gerichteten Hang von ca. 1.440 m bis 1.560 m Höhe über eine größere Fläche bei einer maximalen Breite entlang des Weges von rund 250 m. Vermutlich sind nur dem Festgestein aufliegende Hangablagerungen aus Verwitterungsschutt und Moränenmaterial mit einer geschätzten Mächtigkeit von maximal 5 bis 10 Metern in den Fließprozess involviert. Das Material hat eine schluffig-sandige Matrix mit einem hohen Kiesanteil (insbesondere Feinkies) und einigen kantengerundeten bis angerundeten Steinen und Blöcken darin.

Die Schönaualm selbst steht am südöstlichen Rand einer größeren und daher auffälligen Verebnung, die sich von rund 1.300 m bis 1.370 m Höhe über eine maximale Ausdehnung von 400 Metern erstreckt und mit Grundmoränenmaterial bedeckt ist. Die Genese dieser sanft geneigten Wiesenfläche ist in einer glazialen Prägung begründet. Jedoch zeichnet sich oberhalb des dortigen Fahrwegs zur Alm mit Beginn der Hangversteilung eine Hohlform ab, weshalb in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2008) auf Basis der Kartierung von Helmut Heinisch unter anderem diese Verebnung als Massenbewegungsareal interpretiert wurde. Eindeutig sind dort aber lediglich eine kleinere Fließmasse (Lockermaterial) nordöstlich der Schönaualm sowie weitere Fließprozesse westlich unterhalb der Verebnung Richtung Rettenbachgraben mit einem überwiegend noch er-

haltenen Festgesteinsverband der Löhnersbach-Formation und der Metatuffe (Glemmtal-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) zu identifizieren. Im Laserscan (DGM Hillshade) zeichnen sich hangaufwärts Richtung Brandeggalm relativ konstant N-S und damit höhenparallel streichende, vermutlich sehr initial ausgebildete antithetische Zerrstrukturen ab, die auf eine gewisse Auflockerung des Felsverbandes hinweisen. Ihr Verlauf folgt möglicherweise dem lithologischen Wechsel unterschiedlich kompetenter, nach E bis SE gegen den Hang einfallender Gesteine.

Unmittelbar nördlich der Verebnung bei der Schönaualm führt der Fahrweg von der Alm nach Norden durch ein Gelände mit mehreren kleineren und seichteren Schuttstromablagerungen, die gegenwärtig inaktiv sein dürften. Die daraus gebildete größere Fließmasse ist vermutlich hauptsächlich aus Hang- und Moränenablagerungen entstanden. Im weiteren Verlauf durchquert der Fahrweg auf der orografisch linken Seite des vom Brechhornhaus herabziehenden Bachgrabens einen tiefgreifenden Bereich einer Gleitung, der sich von rund 1.180 m bis maximal 1.350 m Höhe erstreckt. Er weist neben einer deutlichen Abrisskante einen stark aufgelockerten Verband von Felsschollen aus dunkelgrauen Tonschiefern und hellen rhyolitischen Metaignimbriten („Blasseneck-Porphyröid“) des Hochhörndler-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) auf. Obwohl die Gleitung bis an das Bachbett heranreicht und damit aktive Teilbereiche durch Bachunterschneidung erkennbar sind, scheint sich der Bachlauf teilweise auch schon in das anstehende Festgestein eingetieft zu haben.

### 13. Massenbewegung Fleidingalm

Genau gegenüber der voranstehend geschilderten Gleitung, also auf der orografisch rechten Seite des vom Brechhornhaus herabziehenden Bachgrabens, verläuft der gleiche Fahrweg über 220 Meter Wegstrecke durch den untersten Stirnbereich der Massenbewegung Fleidingalm. Dieser Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) erstreckt sich im Südhang des Fleiding (1.892 m) von der Bachsohle (zwischen knapp 1.220 m und 1.330 m Höhe) bis hinauf in das Almgelände östlich der Fleidingalm auf eine maximale Höhe von 1.760 m. Die auffällige N-S-Längserstreckung (horizontale Länge mehr als 1,2 km) der Massenbewegung bei einer Breite von rund 250 m bis 500 m dürfte wesentlich damit zu tun haben, dass diese zum großen Teil in Streichrichtung der mittelsteil in östliche Richtung einfallenden, mechanisch sehr unterschiedlich kompetenten Lithologien des Hochhörndler- und des Wildseeloder-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) entwickelt ist. Dabei sind in den klar umgrenzbaren, aber relativ initialen Fließprozess fast ausschließlich mechanisch sehr schwache, feinklastische und äußerst kleinklüftige Tonschiefer des Hochhörndler-Komplexes involviert, die überwiegend in einem nur leicht aufgelockerten Felsverband vorliegen. Die morphologisch deutliche östliche und nördliche Begrenzung des Fließbereichs fällt mit der lithologischen Grenze zu den wesentlich härteren und mechanisch spröden, massigen und gebankten Dolomiten („Spielberg-Dolomit“, Hochhörndler-Komplex) sowie den rhyolitischen Metaignimbriten („Blasseneck-Porphyröid“, Wildseeloder-Komplex) zusammen. Diese Gesteine sind randlich in die Hanginstabilität mit einbezogen und haben eine markante Abrisskante ausgebildet. Sie sind auch für die Hangversteilung im Gipfelbereich des Fleiding und für



den östlich der Massenbewegung nach Süden herabziehenden Rücken verantwortlich. Die Stirn des Fließbereichs ist durch die Tiefenerosion des Baches über die untersten rund 100 bis 140 Höhenmeter versteilt und damit einer offenbar gegenwärtig aktiven Bachunterschneidung ausgesetzt. Dort hat sich im zentralen Abschnitt der Versteilung ein progressiv fortgeschrittener, sekundärer Bereich einer Gleitung mit einem stark aufgelockerten Felsverband und einer ebenfalls anhaltenden kinematischen Aktivität ausgebildet. Eine potenzielle Reaktivierung oder ohnehin vorhandene, zumindest geringe Bewegungen im gesamten sensiblen Areal, das teilweise als Schipiste genützt wird und zahlreiche Drainagemaßnahmen erkennen lässt, sind daher in Betracht zu ziehen.

#### 14. Massenbewegung Windaubergalm

Südwestlich unterhalb der Fleidingalm schließt die Massenbewegung Windaubergalm an. Sie wird vom Fließprozess der Fleidingalm nur durch einen schmalen Rücken getrennt, der vermutlich aufgrund eines dort eingelagerten kleineren Metabasitkörpers stabil geblieben ist. Im Südwesthang des Fleiding (1.892 m) erstreckt sich diese tiefgreifende und rund 0,9 km<sup>2</sup> Fläche umfassende Massenbewegung von der sich verzweigenden Bachsohle im unteren Grabenabschnitt des Rettenbaches (ab rund 900 m Höhe) bis hinauf oberhalb der Windaubergalm auf ca. 1.430 m Höhe. Ein erheblich erodierter Bachlauf, der in der Hohlform unterhalb der Almgebäude ansetzt, entwässert den instabilen Hang zentral und bedingt auch teils vernässte und kinematisch gering aktive Teilbereiche in seiner Umgebung. Die räumliche Situation bzw. Geometrie wie auch die geomechanische, respektive kinematische Prozessentwicklung dieser Massenbewegung ist sehr komplex und konnte weder im Gelände mittels Überblicksbegehung noch per Fernerkundung (DGM Hillshade, verschiedene Generationen von Orthofotos) befriedigend geklärt werden. Primär ursächlich dafür ist das Zusammenwirken der ebenfalls sehr komplexen geologischen Verhältnisse (engräumiger Wechsel mechanisch sehr unterschiedlich kompetenter Gesteine) mit einer lokal intensiven Sprödetektonik. Grundsätzlich ist festzuhalten, dass der wenig standfeste Tonschiefer sowohl innerhalb des Glemmtal- als auch des Hochhörndler-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke), wie auch die Metapelite der Löhnersbach-Formation (Glemmtal-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke), für die progressiv am weitesten fortgeschrittenen, vorwiegend bruchhaft-gleitend versagenden Anteile der Massenbewegung verantwortlich sind. Hingegen sind relativ stabilere bzw. unter der Bruchgrenze eher fließend („kriechend“) versagende Anteile stärker von etwas kompetenteren Lithologien, im Wesentlichen Metatuffite/-tuffe und rhyolitische Metaignimbrite („Blasseneck-Porphyr“) des Glemmtal-Komplexes, durchsetzt. Stark vereinfacht interpretiert, besteht die Massenbewegung aus einer initialer entwickelten Umrahmung als Bereich eines langsamen Fließens, der im zentralen Teil der Massenbewegung – also im Umfeld des dort entwässernden Baches – zu einem progressiv weiterentwickelten Bereich einer Gleitung übergeht. Die eher initial dislozierten bzw. subanstehenden Festgesteinspartien weisen vor allem im Umfeld der kompetenteren Lithologien tendenziell einen überwiegend nur leicht aufgelockerten Felsverband auf, während insbesondere im zentralen Gleitprozess

ein stark aufgelockerter Felsverband vorherrscht. Dort ist der Tonschieferverband teilweise auch nur mehr reliktsch erhalten bzw. zu Lockergestein mit Bildung kleinerer sekundärer Gleitmassen und Schutt-/Erdstromablagerungen aufgelöst. Das matrixgestützte Lockergestein ist ein bindiger sandiger Schluff mit eckigen bis kantengerundeten Kies-/Stein-/Block-Komponenten. Die Schieferung fällt sowohl in den durchbewegten wie auch mehr oder weniger anstehenden Tonschiefern und Metabasiten recht konstant nach SE bis SSE meist mit Einfallswinkeln zwischen 25 und 40°, vereinzelt auch steiler, ein. Die eher SSE fallende Schieferung wird in dem S bis SW exponierten Gelände z.B. im Abrissbereich der Windaubergalm zur Ausbildung der Gleitzonen mitbenutzt. Darüber hinaus sind in den untersten Anteilen der Massenbewegung zu den seitlichen Bachgräben hin und an der Stirn mehrere kleinere (sekundäre) Gleitkörper mit teils deutlich rotatorischer Komponente entwickelt, die teilweise schon einen Lockermaterialcharakter aufweisen.

Nordwestlich der Massenbewegungen Fleidingalm und Windaubergalm schließt sich ein vom Gipfel des Fleiding (1.892 m) nach Südwesten bis zur Talsohle bei Rettenbach herabziehendes Geländeareal an, das vor allem im mittleren Hangabschnitt zwischen rund 1.100 und 1.400 m Höhe durch größere, NNW–SSE bis N–S verlaufende Senken gekennzeichnet ist. Trotz deren sanfter und abgerundeter Morphologie scheint es sich um Zerrgräben zu handeln. Allerdings gibt es dort keine weiteren Kennzeichen für tiefergreifende Hanginstabilitäten, was möglicherweise in dem Vorkommen mechanisch festerer Metabasit-Züge begründet ist.

#### 15. Massenbewegung Neuhegenalm

Wiederum nordwestlich einer NE–SW gedachten Linie Neuhegenalm – Gasthof Schrandl ändert sich die Geländecharakteristik erneut. Die dortigen Einhänge der Oberwindau weisen großflächige und teils auch gegenwärtig aktive Massenbewegungen auf. Letzterer Umstand betrifft insbesondere die Massenbewegungen Höpfl – Oberwindau – Windauer Straße, auf die nachfolgend noch näher eingegangen wird.

Die Abrissnische der nach SW exponierten, augenscheinlich inaktiven und vermutlich bereits fossilen Massenbewegung Neuhegenalm schließt unmittelbar an die Almgebäude an, die an der südöstlichen Abrisskante knapp außerhalb des instabilen Bereichs errichtet sind. Das gesamte betroffene Areal umfasst eine Fläche von rund 0,5 km<sup>2</sup> und reicht vom erkennbaren Stirnwulst des Akkumulationsbereichs ab gut 1.100 m Seehöhe knapp oberhalb des Gasthofs Schrandl bis zum obersten Abschnitt der Abrisskante auf ca. 1.580 m hinauf. Auch oberhalb davon sind bis auf eine Höhe von 1.640 m weitere Zerrstrukturen ausgebildet. Der dislozierte Gesteinskörper ist gut umgrenzbar und wird als Bereich einer Gleitung klassifiziert. Als wesentliche Lithologien sind Metapelite der Löhnersbach-Formation und Metatuffe (Hochhörndler-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) involviert, die überwiegend in einem stark aufgelockerten Felsverband vorliegen.

## 16. Massenbewegungen nordöstlich Gumbau und Hampferalm

Unweit nordöstlich des Gehöfts Gumbau (Schreibweise auch: Gumpau) liegt im Waldgelände eine nach NW in Richtung des dortigen Grabens gerichtete kleine Gleitmasse, die sich als Lockergesteinskörper vermutlich aus Ton-schiefern des Glemmtal-Komplexes (Staufen-Höllengebirge-Decke) generiert hat. Sie ist rund 300 m lang, maximal 130 m breit und liegt etwa auf einer Höhe zwischen 1.070 und 1.220 m. Sie wird in ihrer oberen Hälfte von einer Schipiste gequert, wobei über diesbezügliche Auswirkungen auf das sensible Gelände wie auch generell zu ihrem Aktivitätszustand nichts bekannt ist.

Zwei Bachgräben und ca. 180 m weiter nördlich schneidet die gleiche Schipiste die Stirn der W bis NW exponierten Massenbewegung Hampferalm an, die bis auf unter 1.100 m Höhe herabreicht und sich auch noch zur nächst nördlich gelegenen Bachsohle des Ziegelhüttgrabens erstreckt. Vermutlich als Bereich einer Gleitung zu charakterisieren, zieht sie nach SE bis zum Abrissbereich oberhalb der Gebäude der Hampferalm (1.324 m) auf maximal 1.480 m Höhe hinauf. Sie ist somit mindestens rund 700 m lang und von Bachgraben zu Bachgraben auch bis über 400 m breit. Der stark aufgelockerte Felsverband aus Löhnersbach-Formation und Metatuff (Hochhörndler-Komplex, Staufen-Höllengebirge-Decke) ist im Stirnbereich der Gleitung von umgelagertem Moränenmaterial bedeckt, was eine eindeutige Begrenzung der Massenbewegung dort im Zuge einer „schnellen“ Überblicksbegehung nicht zuließ. Ebenso wurden keine Erhebungen hinsichtlich des Aktivitätszustandes vorgenommen.

## 17. Massenbewegungen Höpfl – Oberwindau – Windauer Straße

Wie bei der Beschreibung der Massenbewegung Neuhegenalm bereits angeklungen ist, stellen die unteren Einhänge der Oberwindau zwischen den Lokalitäten Hutz im Südosten und Fallern im Nordwesten ein besonderes Areal aufgrund der gegenwärtigen Bewegungsaktivität der dortigen Massenbewegungen dar. Orografisch rechts der Windauer Ache fast durchgehend an diese heranreichend, schließen die eine Fläche von rund 1 km<sup>2</sup> umfassenden Hanginstabilitäten in diesem Abschnitt auch den Verlauf der Windauer Straße mit ein, sodass diese regelmäßig von einschlägigen Schadensbildern betroffen ist. Geologisch wie auch geomechanisch ist der ursächliche Zusammenhang der dafür verantwortlichen Gegebenheiten und Prozesse relativ leicht identifizierbar: Ab Rettenbach talwärts ist der Talboden des Windautales über einen längeren Abschnitt von mächtigen, schluffig-sandig-kiesigen Eisrandablagerungen der Würm-Vorstoßphase und darüber Würm-hochglazialer Grundmoränenablagerung aufgefüllt worden. Die sich im Würm-Spätglazial und Holozän erneut eintiefende Windauer Ache sah sich dadurch gezwungen, nordwestlich von Rettenbach diesem Hindernis in Form zweier nahezu rechtwinkligen Umbiegungen des Flussbetts – zuerst nach NE und anschließend wieder zurück nach NW – möglichst auszuweichen. Dieser abrupte Versatz um rund 400 m nach Nordosten hat zu einer epigenetischen Eintiefung des neuen Flusslaufs um ca. 60 bis 80 Höhenmeter, durchwegs ins Festgestein einschneidend (zu Details siehe REITNER, 2005), und damit zu einer massi-

ven Unterschneidung der orografisch rechten Talflanke aus wenig standfesten, kleinklüftigen Phylliten des Glemmtal-Komplexes der Windau-Decke geführt. Insbesondere im gut 1 km Luftlinie umfassenden südlichen Abschnitt des Flusslaufs ist die daraus resultierende Versteilung der untersten rund 100 Höhenmeter des instabilen Hanges bis heute deutlich ausgeprägt und reicht damit auch über das dortige Straßenniveau hinauf. Bereits syngenetisch zur Eintiefung der Windauer Ache dürften sich die dortigen Massenbewegungen als natürliche Hangausgleichsprozesse der Übersteilung, progressiv hangaufwärts rückschreitend, ausgebildet haben. In diesem Zusammenhang ist es erwähnenswert, dass die durchschnittliche Hangneigung im gesamten Massenbewegungsareal relativ gleichmäßig ausgebildet nur knapp 23° beträgt, was das „Grundproblem“ der mechanisch schwachen Lithologien verdeutlicht.

Die südöstlichste dieser Massenbewegungen, die Gleitung Höpfl (benannt nach dem darin liegenden Gehöft) westlich unterhalb des Gasthofs Schrandl bzw. nordwestlich des Gehöfts Hutz, dürfte konsequenterweise die anhaltend kinematisch aktivste Hanginstabilität darstellen. Der flächenanteilig in Bezug zum gesamten betroffenen Areal relativ kleine Bereich einer Gleitung reicht von der Windauer Ache über maximal 190 Höhenmeter bis zur Abrisskante oberhalb der dortigen Gemeindestraße bzw. des Gehöfts Höpfl hinauf. Der an der oberen Abrisskante aufgeschlossene Phyllit fällt in einem stark aufgelockerten Felsverband flach nach SE ein und streicht somit orthogonal aus der SW-exponierten Böschung aus. Bereits entlang des Straßenverlaufs sind typische Absenkungen und Rissbildungen im Asphalt erkennbar. So musste die Wegböschung nahe der Brücke ca. 150 bis 200 m südöstlich des Gehöfts vor wenigen Jahren massiven Sanierungs- bzw. Stabilisierungsmaßnahmen in sichtbarer Form einer mit Beton verstärkten Grobblockschichtung als Stützmauer unterzogen werden. Auch unmittelbar unterhalb des Gehöfts zeigt das unruhige, bereichsweise stark vernässte und offenbar auch künstlich drainierte Gelände erhebliche Aktivitätsanzeichen. Etwa 40 Höhenmeter unterhalb Höpfl ist entlang eines unbefestigten Fahrwegs nur mehr ein reliktscher Felsverband aus dunklem Phyllit mit Übergang zur völligen Auflösung in einen Lockergesteinskörper auszumachen. Die Bachsohle am südlichen Rand der Gleitung ist teilweise bis in die anstehenden, dort flach bis mittelsteil SE bis S fallenden phyllitischen Gesteine erodiert und zeigt einen scharfen Kontrast zwischen dem anstehenden Fels am südseitigen Bachufer und dem extrem durchbewegten Material am nordseitigen Ufer. Im Niveau der die übersteilte Stirn des instabilen Hanges querenden Windauer Straße, rund 30 bis 40 Höhenmeter oberhalb der Flusssohle der Windauer Ache, belegen Krumm- bzw. Säbelwuchs der Bäume sowie zahlreiche Ausbesserungen, Absenkungen und Rissbildungen in der Fahrbahndecke eine geschätzte räumliche Bewegungsrate von vermutlich mehreren Zentimetern pro Jahr. Besonders imposant sind cm-geöffnete Risse und Absenkungen in einer ankerverstärkten Betonstützmauer (Stand der Aufnahme: September 2017), die offenbar über eine Bewegungsfuge am Südrand der Gleitung gebaut wurde. Am Nordrand der Massenbewegung Höpfl befindet sich im Niveau der Windauer Straße ein kleinerer Teilgleitkörper aus großen Felsschollen im gering bis stark aufgelockerten Verband, der seinen geringer durchbewegten Randbereich anzeigt. Auch darin fällt das prägende planare Gefüge recht konstant flach bis mittel-

steil nach SE ein. Wiederum nördlich daran schließt sich entlang der Straße bei einer Ausweiche bzw. einem kleinen Parkplatz ein im Straßenniveau gut 160 m langer stabil verbliebener Bereich an, der sofort durch seine hervortretende, aufgrund von Quarzit-Einschaltungen offensichtlich standfestere Felsböschung mit gleichbleibenden Gefügewerten auffällt. Untermauert wird dies auch dadurch, dass die Asphaltdecke in diesem Abschnitt kaum Beschädigungen aufweist.

Abermals nördlich an diesen relativ stabilen Hangbereich schließt sich bis Fallern eine noch wesentlich größere Hanginstabilität an. Deren oberste Abrisskante reicht bis 1.150 m Höhe hinauf (höchster Punkt des gesamten Massenbewegungsareals), dort nur 50 bis 70 m westlich des Gehöfts Gumbau gelegen, womit dieses Teilgebiet insgesamt rund 400 Höhenmeter umfasst, bei einer Breite von ca. 850 m entlang der Windauer Straße. Die komplexe Massenbewegung weist aber in ihren nördlichen und hangaufwärts östlichen Anteilen (z.B. im Umfeld der Gehöfte Schernthrain und Hinterschwendt) einen wesentlich initialer entwickelten Bereich eines langsamen Fließens im Festgestein (tiefgreifendes „Felskriechen“) auf, welcher gegenwärtig eher gering aktiv bis inaktiv sein dürfte. Nichtsdestotrotz ist auch hier der zentrale und südliche Bereich hin zur Windauer Ache von mehreren aktiven Teilgleitungen betroffen, die erhebliche Schäden an und im Umfeld der Windauer Straße verursacht haben. Dort sticht besonders der Abschnitt westlich unterhalb des Gehöfts Taxenasten hervor, in dem bereits eine völlige Auflösung des ansonsten meist stark aufgelockerten Felsverbands in eine Gleitmasse aus blockigem Lockermaterial vollzogen ist.

Nordwestlich von Fallern befindet sich in den phyllitischen Gesteinen eine weitere, wiederum relativ kleine Massenbewegung, die von der Windauer Ache nach Osten maximal 140 Höhenmeter hinaufreicht und damit auch dort den Verlauf der Windauer Straße auf mehr als 500 m Länge miteinschließt. Vermutlich großteils eher initial als Bereich eines langsamen Fließens („Kriechhang“) entwickelt, dürften lokal kleinere Gleitkörper zeitweilig durchaus auch eine höhere Aktivität aufweisen. Nördlich davon führt die Windauer Straße in den markanten Graben – der ebenfalls kleinere Hanginstabilitäten und Erosionsprozesse aufweist – bei Vorderwindau mit der Brücke bei Kote 800 m und verlässt damit das beschriebene Massenbewegungsareal.

## Literatur

- ENGL, D.A., FELLIN, W. & ZANGERL, C. (2008): Scherfestigkeiten von Scherzonen-Gesteinen – Ein Beitrag zur geotechnischen Bewertung von tektonischen Störungen und Gleitzonen von Massenbewegungen. – Bulletin für Angewandte Geologie, **13/2**, 63–81, Basel.
- HUDSON, J.A. & HARRISON, J.P. (1997): Engineering Rock Mechanics. An Introduction to the Principles. – 444 S., Oxford (Elsevier Science).
- HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Red.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 221–227, Wien.

KREUSS, O. (2008): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, ÖK 121 Neukirchen a. Großvenediger. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161/1–4**, 157–160, Wien.

MOSER, M., AMANN, F., MEIER, J. & WEIDNER, S. (2017): Tiefgreifende Hangdeformationen der Alpen: Erscheinungsformen – Kinematik – Maßnahmen. – VIII + 290 S., Wiesbaden (Springer Spektrum).

REINHOLD, C. & TÖCHTERLE, A. (2013): Ermittlung der geomechanischen Kennwerte von Störungszonen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Basis der Erkundungsergebnisse beim Brenner Basistunnel. – 19. Tagung für Ingenieurgeologie mit Forum für junge Ingenieurgeologen, 95–100, München.

REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 175–194, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159/1–4**, 5–49, Wien.

STINI, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, **13/3**, 71–79, Wien (Springer).

ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHEIT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck–Bozen.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Bereich Riederberg-Bruggberg an der Kalkalpenbasis auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

VOLKMAR STINGL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2021 wurde auf Grund einer unklaren Einstufung von Karbonatvorkommen im Bereich Bruggberg westlich Hopfgarten eine Neukartierung des Bereiches zwischen Möslalmkogel-Riederberg im Norden und Grafenweg im Süden durchgeführt. Im Zuge dessen wurde die gesamte Schichtfolge (im Wesentlichen permisch-untertriassische Klastika) nach aktuellem Stand untergliedert, womit neue Erkenntnisse zum tektonischen Bau dieses Bereiches in der Nordwest-Ecke des Kartenblattes gewonnen werden konnten.

### Schichtfolge

Eine detaillierte Beschreibung der Schichtfolge wird in diesem Bericht nicht vorgenommen, diesbezüglich sei auf die Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2015) verwiesen. Hier wird lediglich auf die Ausbildung der Schichtglieder in den Aufschlüssen des Bereichs Riederberg und Bruggberg Bezug genommen.

Die **Löhnersbach-Formation** („Höhere Wildschönauer Schiefer“, oberes Ordovizium–Devon) ist vor allem im Südwesten des Arbeitsgebietes verbreitet. Im Bett des Wörgler Baches nördlich Niederau stehen vorwiegend schwarze Tonschiefer mit wenigen zwischengeschalteten quarzitischen Lagen an. Sie sind stark verfaltet und beinhalten häufig Quarz-Karbonat-Mobilisate. Beim „Vorstadtweg“ im Norden von Niederau sind die Tonschiefer etwas heller und grau entwickelt, mit einem höheren Anteil an hellgrauen flasrigen Quarziten. Die Faltenachsen zeigen steiles Einfallen nach Nordost. Die Phyllite und Quarzite der Löhnersbach-Formation ziehen im Graben östlich des Wörgler Baches (nordwestlich der Jausenstation Foisching) bis auf 960 m hinauf, wo sie von Karbonaten abgelöst werden. Am Wirtschaftsweg westlich von Foisching sind sie ebenfalls aufgeschlossen.

Im Ostteil des Arbeitsgebietes, am Fuß bzw. am Hang des Bruggberges in Richtung Hopfgarten, befinden sich weitere, kleine Vorkommen von Löhnersbach-Formation. Im Graben ca. 150 m südlich der Fischzucht an der Brixentaler Ache ist eine schmale Scherzone mit Ultrakataklasiten entwickelt, in der „Höhere Wildschönauer Schiefer“ mit Gröden-Formation verschuppt sind. Südlich und nördlich dieser Zone stehen an der Straße graue bis silbrige, teilweise braun verwitternde Tonschiefer und Phyllite der Löhnersbach-Formation an.

Oberhalb der Fischzucht an der Forststraße nach Bruggberg befindet sich in der ersten Kehre auf 670 m ein Aufschluss inmitten von Gesteinen der Gröden-Formation, der stark zerscherte und geschieferte, aber auffallend harte Gesteine erschließt. Die silbergrauen bis grünlichen Schiefer beinhalten auffallend dunkle, teilweise grüne, geplättete Komponenten und bis cm-große Quarzknuern. Dieses Gestein kann in Analogie zu anderen Vorkommen als **Metatuffit** bezeichnet und ebenfalls der Löhnersbach-Formation zugeordnet werden.

Als **Spielbergdolomit-Gruppe** (Devon) wurden die wenigen unterdevonischen Karbonatgesteinsvorkommen im Arbeitsbereich zusammengefasst, eine weitere Untergliederung im Kartenbild ist auf Grund der kleinen Vorkommen nicht vorgenommen worden.

Lithologisch umfasst die Gruppe im aufgenommenen Bereich einerseits dünn- bis mittelbankige, rote und auffallend flasrige Dolomite (v.a. im und entlang des Wörgler Baches bis zur Abzweigung der Bacherwinkel-Straße), andererseits bankige bis massiv entwickelte, zuckerkörnige graue Dolomite mit einer rostbraunen Verwitterungsfarbe.

Alle Vorkommen befinden sich an der Westseite des Riederberges und knapp nördlich der Jausenstation Foisching. Sie sind durchwegs tektonisch begrenzt, örtlich entwickeln sie sich aus den Phylliten der Löhnersbach-Formation heraus (mit ebenfalls gestörter Grenze durch den Kompetenzunterschied).

Die Basisbrekzie (Unterperm) ist nur an der Westflanke des Riederberges erschlossen. Sie liegt immer auf altpaläozoischem Untergrund. In den wenigen Vorkommen, in denen der Kontakt nicht gestört ist, transgrediert sie auf Devon-Dolomit, der fallweise ein Karst- bzw. Erosionsrelief an der Oberfläche erkennen lässt (südlich der Abzweigung der Bacherwinkel-Straße und im Graben bzw. im Steilabfall südlich Stockeben).

Die **Basisbrekzie** setzt sich hauptsächlich aus kantengerundeten Dolomitfragmenten zusammen. Fallweise wurden auch „Wildschönauer Schiefer“ und ordovizischer Porphyroid aufgearbeitet. Der Quarzanteil ist sehr gering. Die Grundmasse wird von tonig-karbonatischem Material gebildet und ist meist rötlich gefärbt. Die Komponentengröße liegt meist um 10 cm, fallweise sind Blöcke bis zu 0,5 m vorhanden.

Das kleine Vorkommen von Devon-Dolomit am Weg von Foisching nach Bruggberg auf 1.020 m Höhe wird von äußerst geringmächtiger (20–30 cm) Basisbrekzie überlagert, die aus Dolomitgeröllen in vorwiegend karbonatischer Grundmasse zusammengesetzt ist.

Das verbreitetste Schichtglied im neu kartierten Bereich ist die **Gröden-Formation** (Oberperm). Sie ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung von quarzdominierten, unreifen Konglomeraten und Grobsandsteinen mit Feinsandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen, wobei die jeweiligen Anteile stark schwanken können. Fallweise (Riesberg, Bacherwinkel) zeigen die Grobklastika trogförmige Schrägschichtung, was zusammen mit einer erosiven Basis auf Rinnenfüllungen auf einem alluvialen Schuttfächer hinweist. Rote, sandige Tonsteine mit Mächtigkeiten bis über 1 m sind dazwischengeschaltet. Charakteristisch sind feine Glimmerbeläge auf den Schichtflächen der Tonsteine/Schiefertone, sowie insgesamt die dunkelrote bis violette Färbung (teilweise braun durch einen Karbonatgehalt der Grundmasse) und gelbbraune Magnesitkonkretionen in den feineren Sedimenten. Die Tonsteine sind zudem örtlich stark durchwühlt (z.B. im Dornhäusgraben).

Die petrografische Zusammensetzung der Komponenten wird von Quarz dominiert. Dazu gesellen sich lokal rote Tonscherben. Schieferige Komponenten, schwarze Lydite und selten grünliche Porphyroidfragmente weisen auf die Aufarbeitung des altpaläozoischen Untergrundes hin. Die eindeutige Zuordnung zur Gröden-Formation ist durch rote, undeformierte Geröllchen von unterpermischem Quarzporphyr gegeben.

Mit deutlich geänderter Lithologie folgt über der Gröden-Formation der **Untere Alpine Buntsandstein** (tiefere Untertrias). Er wird von wesentlich reiferen Quarzsandsteinen als jenen der Gröden-Formation dominiert, die mit scharfer Grenze einsetzen.

Den Großteil des Unteren Alpiner Buntsandsteins nehmen fluviatil gebildete, hellrote, selten grauweiße Quarzsandsteine ein. Die vorherrschende Sedimentstruktur ist trogförmige Schrägschichtung. Planare Schrägschichtung und Horizontalschichtung treten nur untergeordnet auf. Am Top der fluviatilen Kleinzyklen sind fallweise Rippeln entwickelt. Dünne, intensiv rote Tonsteine (ohne Glimmerbeläge) bilden den Abschluss der Zyklen.

Dünnbankige hellrote Quarzsandsteine mit Rippelschichtung, Horizontallamination, Flaserschichtung und fallweise Belastungsmarken weisen v.a. im höheren Abschnitt auf flachmarine Bedingungen hin.

Der Untere Alpine Buntsandstein ist sowohl an der West-, als auch an der Ostseite des Riederberges und Bruggberges verbreitet. Die besten Aufschlüsse findet man an der Bacherwinkelstraße im Westen, bzw. an der Ostseite in den Gräben zwischen Dornhäusgraben und Riesberg.

Mit einem deutlichen Farbumschwung zu vorwiegend grauen und weißen, selten rötlichen Quarzsandsteinen und Subarkosen wird der **Obere Alpine Buntsandstein** (höhere Untertrias) abgegrenzt. Ihnen sind geringmächtige (wenige cm) Tonsteine von meist grauer und grüner, selten auch roter Farbe zwischengeschaltet. Die Bankmächtigkeiten der Sandsteine bewegen sich im cm- bis dm-Bereich, wobei die Bänke eine weite laterale Erstreckung besitzen. Durch die Nähe zu den nachfolgenden Rauwacken der Reichenhall-Formation ist der Obere Alpine Buntsandstein meist tektonisch stark reduziert. Das Verbreitungsgebiet deckt sich mit dem des Unteren Alpinen Buntsandsteins. Nördlich und nordwestlich des Möslalmkogels zeigen sich schon erste Anklänge an die Werfen-Formation der höheren Untertrias durch die Dominanz von bunten und graugrünen Feinsandsteinen, Siltsteinen (beide teilweise schon mit karbonatischer Grundmasse) und Tonsteinen. Durch das Vorherrschen von Siliziklastika und das Fehlen mariner Fossilien werden diese Gesteine aber noch zum Oberen Alpinen Buntsandstein gestellt.

Gesteine der **Reichenhall-Formation** (Untertrias–Anisium) wurden bei der diesjährigen Kartierung nur im Dornhäusgraben im Nordosten des Arbeitsgebietes angetroffen. Hier stehen auf ca. 780 m Höhe gelbe, tektonisch stark überarbeitete Rauwacken an, die im Aufschluss maximal 2 m mächtig sind. Ihnen sind Komponenten der benachbarten Lithologien tektonisch eingearbeitet worden.

Im Norden des Gebietes (um den Möslalmkogel) treten v.a. Gesteine der Mitteltrias zutage. Die anisische **Gruppe des Alpinen Muschelkalkes** wird anfangs durch dünnbankige, dunkle bis ockerfarbige Dolomitlaminiten (z.T. Reichenhall-Formation?) sowie stratigrafisch höher durch knollige Kalkmikrite mit Kieselknauern und Pietraverde-Lagen (Reifling-Formation) und gebankte graue Dolomite (Steinalm-Formation?, Virgloria-Formation?) vertreten. Teilweise ist diese Schichtfolge schon im Aufnahmebericht 2004 (STINGL, 2005) erwähnt, eine genaue Beschreibung wird durch Alfred Gruber (Aufnahmebericht ÖK UTM NL 33-01-13 Kufstein, in Vorbereitung) geliefert werden.

Hinsichtlich der differenzierten und weit verbreiteten Quartärbedeckung wird auf die detaillierten Kartierungsberichte zu diesem Kartenblatt von REITNER (2008) verwiesen. Neu gewonnene Erkenntnisse hierzu im Bereich Wörgler Klamm werden von Alfred Gruber (Bericht ÖK UTM NL 33-01-13 Kufstein, in Vorbereitung) dargestellt.

### **Tektonischer Bau an der Westseite des Riederberges bis Niederau**

Zwischen Niederau und Wörgl schneidet der Wörgler Bach tief in die Schichtfolge ein, sodass hier und in den gegen den Riederberg hinaufziehenden Gräben (Bacherwinkel, Stockeben) gute Aufschlussverhältnisse herrschen. Im Süden (Niederau, Grafenweg) verhindert eine mächtige Grundmoränenaufgabe weitgehend die Einsicht in den geologischen Bau des Bruggberges.

Der Bereich im Südwesten (Niederau bis zur Abzweigung der Bacherwinkelstraße, Jausenstation Foisching) ist durch eine Aufwölbung von altpaläozoischen Gesteinen dominiert. Phyllitische Schiefer der Löhnersbach-Formation nehmen den meisten Raum ein. Sie bilden eine intern

stark verfaltete Antiklinalstruktur, die im Norden von roten Flaserdolomiten und geringmächtigem grauem bankigem Dolomit (Spielbergdolomit) abgeschlossen wird. Wenige Meter südlich der Abzweigung der Bacherwinkelstraße liegen noch wenige Meter von Basisbrekzie und Gröden-Formation auf dem Dolomit. Diese werden ihrerseits durch bankigen Devon-Dolomit gegen Süden überschoben und abgeschnitten. Auf diesen Dolomit folgt nach einer größeren Aufschlusslücke Gröden-Formation, Basisbrekzie ist nicht erschlossen.

Unterhalb des Hofes Stockeben (von ca. 880–900 m) sind über der Gröden-Formation wieder tektonisch reduzierte schwarze Phyllite der Löhnersbach-Formation und ein Keil von grauem Spielbergdolomit überschoben. Über dem Dolomit transgrediert unterpermische Basisbrekzie mit Mächtigkeiten bis zu annähernd 20 m, die sich als Steilabfall im Gelände bis auf ca. 1.000 m Höhe nordnordwestlich von Foisching verfolgen lässt. Am wahrscheinlichsten ist eine weitere Verbindung über eine Überschiebungsbahn zum kleinen Devon-Dolomit- und Basisbrekzien-Vorkommen östlich von Foisching (Forstweg nach Bruggberg, 1.020 m). Ein weiteres kleines Vorkommen von Devon-Dolomit im Wildgehege oberhalb der Jausenstation Foisching ist als Auflage auf der Wildschönauer Schiefer-Antiklinale von Niederau zu sehen, auf die weiter im Osten noch Gröden-Formation folgt (vermutete Abschiebung gegen Südosten).

Nördlich von Stockeben fehlen die altpaläozoischen Einheiten. Auf gleicher Höhe können Gesteine der Gröden-Formation und weiter im Norden Unterer Alpinen Buntsandstein kartiert werden. Es ist daher eine markante Abschiebung von Gröden-Formation gegenüber der Unterlage anzunehmen, die nach den Kartierungsergebnissen wahrscheinlich nördlich des Riederberges in die Gräben nordwestlich des Dornhäusgrabens an der Ostflanke des Möslalmkogels hineinstreicht. Diese Abschiebung, deren Bildung im Zeitraum Jura bis möglicherweise Paläogen anzunehmen ist, wurde während jüngerer kompressiver und transpressiver Deformationsereignisse im Zusammenhang mit der eoalpinen Deckenbildung oder mit der Herauspressung der Tauern und der Lateralen Extrusion (späte Unterkreide bis Paläogen bzw. Oberoligozän bis Neogen) vermutlich mehrfach reaktiviert.

Beim Wirtshaus Schrofren am nordwestlichen Rand von Blatt 121 sind Oberer Alpinen Buntsandstein und Gesteine der Gruppe des Alpinen Muschelkalks erschlossen, die ihrerseits an steilen Aufschiebungen wiederum durch Alpinen Buntsandstein und anisische Dolomite überschoben werden. Den Abschluss der Schichtfolge gegen Norden (Wörgl) bilden hellgraue Dolomite des Wettersteindolomits, der östlich des Inntales traditionell auch Ramsaudolomit genannt wird.

### **Tektonischer Bau an der Ostseite des Riederberges und Bruggberges zwischen Penningberg und Hopfgarten**

Die Ostseite zwischen Möslalmkogel und Hopfgarten wird bis auf zwei kleine Vorkommen von Löhnersbach-Formation (westlich Hopfgarten) von permisch-untertriassischen Abfolgen dominiert. Die weiteste Verbreitung zeigt wieder

rum die Gröden-Formation, die einerseits an den Talflanken des Brixentales zwischen Itter und Hopfgarten ausstreicht, andererseits die höheren Bereiche von Riederberg und Bruggberg einnimmt. Der tiefere Abschnitt der Gräben unterhalb der Bruggberger Hochwiesen bis zum Dornhäuslgraben im Norden schließt Unteren und Oberen Alpinen Buntsandstein in relativ großer Mächtigkeit auf.

Die von STINGL (2005) erkannte und kartierte Überschiebung von Unterem Alpinem Buntsandstein auf anisische Karbonate der Gruppe des Alpinen Muschelkalks am Osthang des Möslalmkogels konnte weiter gegen Süden verfolgt werden. Im Dornhäuslgraben sind allerdings tiefere Einheiten (Gröden-Formation) auf Alpinen Buntsandstein aufgeschoben. An der Überschiebungsbahn sind nur mehr kleine Reste von Rauwacken der Reichenhall-Formation erhalten, jüngere Triaskarbonate fehlen hier. Im Zuge der Kartierung konnte in der Liegendscholle eine weitere Überschiebungsbahn verifiziert werden, an der die Schichtfolge im Talboden (Oberer Alpiner Buntsandstein im Norden bis Gröden-Formation im Süden) ebenfalls schräg zugeschnitten wurde. An dieser Bahn sind nahe der Fischzucht in Hopfgarten zwei kleine Vorkommen von Löhnersbach-Formation eingeklemmt. Somit konnte in diesem Bereich auch eine Überschiebung von Gröden-Formation auf Löhnersbach-Formation nachgewiesen werden. Die Überschiebung wird von SW-NE gerichteten, kleinräumigen sinistralen Seitenverschiebungen noch überprägt.

In diesem Kontext ist auch der Aufschluss ca. 150 m südlich der Fischzucht in Hopfgarten zu sehen, wo am Hangfuß phyllitische Schiefer der Löhnersbach-Formation den Rahmen einer markanten sinistralen Seitenverschiebungsbahn bilden, in der dieselben Schiefer mit Gesteinen der Gröden-Formation engstens lateral verschuppt und zu Ultrakataklasiten zerrieben wurden. Ob und in welchem Verhältnis diese steilstehende Störungsstruktur mit dem großen Aufbruch von altpaläozoischen Gesteinen bei Niederau steht, kann auf Grund der sehr dürtigen Aufschlussverhältnisse und der fast vollständigen Überdeckung durch Grundmoränen im Bereich Grafenweg nicht festgestellt werden.

### **Interpretationsversuch des strukturellen Baues**

Der tektonische Bau des Gebietes zwischen Wörgl, Niederau/Grafenweg und Hopfgarten wird einerseits von flachen Überschiebungsbahnen, andererseits durch steilstehende Störungen beherrscht.

Im Südwesten zeigt sich die markante Aufwölbung (Stirnfalte?) des Altpaläozoikums bis nördlich Niederau am Eingang in die Wörgler Klamm. Sie weist auf eine große N-gerichtete flache Überschiebung hin, deren Stirnbereich durch steilstehende Störungen (reaktivierte Abschiebungen der positiven Blumenstruktur im Bacherwinkel?, siehe unten) abgeschnitten wird. Ob diese Überschiebung mit einer möglichen positiven Blumenstruktur südlich des Markbachjoches in Verbindung gebracht werden kann, wird erst nach einer detaillierten Kartierung des südlich Grafenweg angrenzenden Gebietes, wo die Gröden-Formation eine weite Verbreitung aufweist, zu beantworten sein. Jedenfalls ist am Bruggberg-Riederberg in der permischen Sedimentgesteinsauflage über den altpaläozoischen Gesteinen eine weitere N-gerichtete, flache Überschiebung

innerhalb der Gröden-Formation, angezeigt durch kleine eingeschleppte Späne von Löhnersbach-Formation, zu erkennen.

Ob und wie die steilstehende Seitenverschiebungsbahn südlich der Fischzucht Hopfgarten mit diesen Strukturen in Zusammenhang steht oder ein eigenständiges Element darstellt, kann derzeit noch nicht entschieden werden. Die Aufschlussverhältnisse erlauben dazu keine weiterreichende Aussage.

Mit dem N-gerichteten Transport der altpaläozoischen Schichtfolge bei Niederau in Zusammenhang steht aber sicher eine an der Abzweigung der Bacherwinkelstraße aufgeschlossene, steile (?Rück-)Überschiebung von Spielberg-Dolomit mit permisch-untertriassischer Sedimentgesteinsauflage auf geringmächtige Gröden-Formation und Basisbrekzie, die primär stratigrafisch auf Devon-Dolomit liegen. Das Ergebnis dieser Überschiebung ist eine Duplex-Struktur. Diese Duplex-Struktur wird ihrerseits wiederum von altpaläozoischen Phylliten und Dolomiten inklusive permisch-untertriassischer Sedimentgesteinsauflage überschoben unter Ausbildung eines zweiten Überschiebungsduplexes. Im Norden wird diese „doppelte“ Duplex-Struktur durch steilstehende Abschiebungen mit sinistraler Lateralkomponente begrenzt, die jeweils Gröden-Formation und Unteren Alpinen Buntsandstein absenken. Die Duplexstrukturen wie auch die später transpressiv reaktivierten Abschiebungen können als Ausdruck einer positiven Blumenstruktur im Bereich Bacherwinkel angesehen werden. Die Abschiebungen streichen gegen Nordosten in Richtung Dornhäuslgraben. Dies wird auch dadurch untermauert, dass ein Versatz der südlich davon ausgebildeten flachen N-Überschiebung am Ostabhang des Riederberges nicht erkennbar ist.

Der Bereich zwischen Riederberg und Möslalmkogel wird wieder durch eine flache Überschiebung (mit Überschiebungsrichtung gegen NE oder SW) geprägt. Die Hangend-scholle umfasst fast ausschließlich Unteren Alpinen Buntsandstein, die Schichtfolge der Liegendscholle reicht bis in das Anisium. Da im Gebiet des Bacherwinkels die Mitteltrias-Schichtfolge im Gegensatz zum Nordostabhang zum Brixental auf Reste reduziert ist, lässt sich daraus ein Schrägzuschnitt der Schichtfolge an der Überschiebung nach Südwesten ableiten. Weiters könnte diese Überschiebung auch als Teil einer positiven Blumenstruktur im Zusammenhang mit transpressiven Bewegungen an der nahe gelegenen sinistralen Inntal-Störung gesehen werden.

Darauf weisen auch steilstehende Aufschiebungsstrukturen mit sinistraler Lateralkomponente nördlich und nordwestlich des Möslalmkogels hin. Der Aufschiebungscharakter wird auch durch das Umbiegen (Schleppung) der anisischen Karbonate im Gipfelbereich angezeigt.

Zuletzt ist noch ein interessantes Detail betreffend den Zusammenhang zwischen Tektonik und quartärer morphologischer Entwicklung der Landschaft zu erwähnen: Die Anlage der Wörgler Klamm geht nicht auf Tektonik zurück, sondern stellt eine rein epigenetische Talbildung dar, denn die oben angeführten Strukturen, die von Osten bzw. Nordosten zur Klamm hinreichen, setzen sich nach Westen bzw. Südwesten ohne Versätze fort.

## Literatur

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 248–254, Wien.

STINGL, V. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 335, Wien.

### **Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein**

JÜRGEN M. REITNER

#### **Einleitung**

Dieser Bericht umfasst das von der Brixentaler Ache entwässerte Gebiet auf GK 121, wie das eigentliche Brixental und den Wörgler Boden, das Kelchsautal, das Windautal und das oberste Einzugsgebiet des Brixenbaches, sowie das von der Aschauer Ache entwässerte Spertental. Diese Bereiche sind auch Teil des UTM-Blattes NL 33-01-13 Kufstein, zu dem zusätzlich der Bereich bei Kirchbichl gehört. Zum Verständnis der Gliederung und des Inhalts ist folgendes zu berücksichtigen:

Die Kartierungen im Quartär von Kartenblatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger erfolgten bis 2003 im obersten Weißachtal (südlich Ellmau), im Brixental, im Kelchsautal flussabwärts von Kelchsau, im Windautal flussabwärts von Rettenbach und im Spertental zwischen Aschau und Kirchberg in Tirol. Dabei wurden überwiegend die talnahen Flanken mit ihren, in jeglicher Hinsicht, aufschlussreichen Sedimentsequenzen erfasst. Bis auf den Rücken zwischen der Talfurche von Ellmau-Scheffau und dem Brixental blieben bei der vergangenen Kartierkampagne die teilweise durch Kare geprägten Kämme zwischen den Tälern ausgespart. Die umfangreichen Ergebnisse wurden in meiner Dissertation (REITNER, 2005) auch in Form einer quartärgeologischen Karte zusammengefasst sowie zusätzlich in diversen Publikationen dargelegt (REITNER, 2007; KLASEN et al., 2007; REITNER & DRAXLER, 2002; REITNER & GRUBER, 2014; REITNER et al., 2010). Die damaligen Erkenntnisse zu Blatt GK 121 umfassten im Wesentlichen die Sedimentologie, die Stratigrafie, die landschaftsprägenden Prozesse und die sich ändernden Paläogeografien vom Frühwürm bis zur Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial. Diese stehen im Kontext mit dem Südabhang des Wilden Kaisers (UTM Kufstein) und dem Kitzbüheler Achental (GK 122 und 91; vgl. HEINISCH et al., 2003, 2015).

Der Mangel an kartierenden Experten im Bereich der Quartärgeologie an der Geologischen Bundesanstalt und im universitären Umfeld führte dazu, dass der Verfasser ab 2003 auf anderen Kartenblättern, vorwiegend in den Hohen Tauern und deren südlichen Randgebieten, eingesetzt war. Die Erkenntnisse insbesondere auf den Blättern GK 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006; SCHUSTER et al., 2006), GK 179 Lienz (LINNER et al., 2013) und GK 154 Rauris führten zur Entwicklung einer konsistenten Würm-Spätglazial-Stratigrafie (REITNER et al., 2016), die zudem auch auf geologischen Karten anwendbar ist (siehe GK 179 Lienz). Weiters erbrachten die Aufnahmen im Tal der Wildschönauer Ache auf UTM-Blatt NL 33-01-13 Kufstein nicht nur vertiefende Erkenntnisse zur subglazialen Deformation während des Gletschervorstoßes im Würm-Hochglazial (LGM – Last Glacial Maximum) (MENZIES & REITNER, 2016, 2019), sondern auch ein besseres Verständnis der Sedimentabfolgen des Eisaufbaus (Vorstoßphase) am Beginn des LGM. Die dortigen Sequenzen zeichnen muster-gültig nach, wie ein am Talausgang anwachsender und talaufwärts vorstoßender (Inn-)Gletscher zu einem Eisstausee mit steigendem Seespiegel und, letztlich, zu einem transgressiven Zyklus mit „drowned deltas“ führt (REITNER, 2008). Der Kontrast zwischen den *fining-upward*-Zyklen der LGM-Vorstoßphase und den *coarsening-upward*-Zyklen der Eiszerfallsphase im Tal der Wildschönauer Ache lieferte eine gute Basis für die im Gelände vorzunehmende zeitliche Zuordnung der Abfolgen zu diesen zwei prägenden, sedimentreichen Zeitabschnitten.

Mit dieser erweiterten Grundlage für die Quartär-Stratigrafie erfolgte 2016 die Wiederaufnahme meiner quartärgeologischen Kartierungen auf GK 121. Dabei dienten die ab dem Jahr 2000 erfolgten flächendeckenden Kartierungen von Helmut Heinisch und Claudia Panwitz als Grundlage (HEINISCH, 2000, 2003a–c, 2004, 2005, 2006, 2012; HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008, 2009, 2011). Zudem zeigte die von mir betreute Masterarbeit von Elijah Dippenaar (DIPPENAAR, 2016), dass die Gliederung der spätglazialen Ablagerungen der Kitzbüheler Alpen, so wie für den Lienzer Raum (REITNER et al., 2016), in Eiszerfallsphase, Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial möglich ist. Die Grundlage dafür ist die Kartierung von Sequenzen von typischen Sedimentabfolgen und Landformen.

Die generell verwendete stratigrafische Gliederung des Würm-Glazials entspricht der von CHALINE & JERZ (1984), mit dem Würm-Hochglazial als Äquivalent zum Last Glacial Maximum (LGM). Abschließend sei darauf hingewiesen, dass sich die Nomenklatur der lithogenetischen und geomorphologischen Einheiten an das Werk „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019) hält. Die Lithofazies-Kodierung orientiert sich an KELLER (1996). Die Lithologien der Komponenten in den Sedimenten werden vereinfacht zusammengefasst unter Quarzphyllit, „Grauwackenzone“ (GWZ), „Permoskyth“ (für alle roten Brekzien, Sand- und Siltsteine) und „Kalkalpenkarbonate“. Die Kartierungen seit 2016 profitierten enorm von den Laserscan-Daten des Landes Tirol (TIRIS), die das Kartieren von morphologisch abgrenzbaren Einheiten deutlich verbessert haben.

Die Massenbewegungen werden hier nur cursorisch und das entsprechend ihrer Bedeutung für die Landschaftsentwicklung sowie das aktuelle Wildbachgeschehen behan-

delt, da diese teilweise oder zur Gänze schon von HEINISCH (2000, 2003a–c, 2004, 2005, 2006, 2012), HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008, 2009, 2011), LOTTER & REITNER (2024) sowie von DIPPENAAR (2016, 2017, 2018) abgehandelt wurden.

Die Gliederung des Berichts erfolgt üblicherweise nach Talräumen (von West gegen Ost) und innerhalb derselben stratigrafisch. Dieses Prinzip wird für die älteste kartierte Einheit, die „Liegendeinheit“ in REITNER (2005) und hier „Hopfgarten-Einheit“ genannt, durchbrochen, da diese im Brixen-, Kelchsau- und Windautal vorkommt und nur über den räumlichen Zusammenhang verständlich ist. Selbiges gilt zum Teil auch für das Würm-Hochglazial und die Eiszerfallsphase, wo all die Evidenzen nur im Kontext mit einer großräumigeren Entwicklung verständlich sind.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Hopfgarten-Einheit

Die schon in REITNER (2005) im Detail beschriebene Liegendeinheit (Frühwürm) wird von nun an als Hopfgarten-Einheit bezeichnet, wobei hier nicht eine lithostratigrafische Formation gemeint ist, sondern eine, wenn auch nicht formalisierte Allo-Formation (der Allostratigrafie) im Sinne einer „unconformity bound unit“ des NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAFIC NOMENCLATURE CODE (2005).

Die Hopfgarten-Einheit umfasst überwiegend fluviatile Ablagerungen mit grauen, korngestützten meist steinigen Kiesen [cGcm, Gcm(i)], die Imbrikationen aufweisen können [Gcm(i)]. Gelegentlich sind darin Sandlagen eingeschaltet, wie sie mustergültig im Schindergraben ersichtlich sind. Das Klastenspektrum spiegelt ausschließlich die Lithologie im Einzugsgebiet der Brixentaler Ache, mit Dominanz an Grauwackenzonen-Material und Quarzphyllit wider. Die Hopfgarten-Einheit erstreckt sich vom Stecklbauer (nördlich Kelchsau) im Kelchsautal bzw. von östlich Grassl im Windautal talabwärts über Hopfgarten bis nach Haus an der Südflanke des Wörgler Bodens. Die Maximalerstreckung beträgt somit etwa 10 km bei einer Maximalmächtigkeit von 100 m (beim Ausgang des Kelchsautales südlich Hopfgarten).

Die Unterkante ist im Raum Hopfgarten nur über den onlap-Kontakt zu Festgestein erfasst. Eine pleistozäne Einheit im stratigrafisch Liegenden der Hopfgarten-Einheit ist nur in der Geophysik, d.h. insbesondere in der Reflexionsseismik bei Westendorf, über dem „Horizon(t) A“ (REITNER et al., 2010: Figs. 12, 13) erfassbar, der aus heutiger Sicht die subglaziale Erosionsfläche während der vorletzten Vergletscherung (Riß; MIS 6) repräsentiert. Nach der Seisomfazies wird der „Horizon A“ von der „Unit A“, überlagert, die mit der Termination II beginnt und gegen das Hangende die, an der Oberfläche kartierbare, Hopfgarten-Einheit umfasst. Die Oberkante der Hopfgarten-Einheit wird durch den Erosionshorizont infolge der subglazialen Erosion während des LGM (MIS 2) gebildet. An dieser Grenzfläche tritt, allerdings nicht immer regelmäßig, LGM-Grundmoränenablagerung auf, die aber selten eine durchgehende Lage bildet. Sehr eindrücklich ist das bei der Kiesgrube an der orografisch rechten Schindergrabenflanke zu se-

hen, die der Verfasser seit der ersten Kartierung regelmäßig im Zuge von Exkursionen besucht hat. Dort war an ein und derselben Abbauwand (R: 286300, H: 5257389) zuerst keine Grundmoränenablagerung ersichtlich (siehe Darstellung in REITNER, 2005), dann nur ein Zentralgneisblock und danach wiederum ein linsenförmiger Körper einer Grundmoränenablagerung mit max. 1 m Mächtigkeit, die zuletzt wieder verschwunden war. Entscheidend ist aber, dass die Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase diese Erosionsfläche überlagern und damit auch plombieren. Insbesondere das feinkörnige Bottomset markiert einen scharfen Fazieswechsel von fluviatil (der Hopfgarten-Einheit) zu glaziolakustrin. Dieser markante Fazieswechsel, der auch über Quellhorizonte kartierbar war, erleichterte die Verfolgung dieser wichtigen lithologischen Grenze.

Im Schönbachtal und seinen Seitengraben sind in die dominanten, grobkörnigen Flussablagerungen der Hopfgarten-Einheit Schwemmfächerablagerungen und deren Rückstausedimente eingeschaltet. Letztere sind siltig-feinsandig und führen organische Materialien wie Holz und verpressten Torf („Schieferkohle“). Pollenanalytische Untersuchungen durch Ilse Draxler zeigten, dass es hier zwei Horizonte gibt, die jeweils ein Interstadial des **Frühwürm** repräsentieren (REITNER & DRAXLER, 2002). Zur Absicherung wurden später auch Radiokohlenstoffdatierungen vorgenommen, die ein Resultat von > 50 ka erbrachten. In REITNER (2005) wurde der Schluss gezogen, dass die Kieslagen zwischen den beiden Interstadialen bzw. im Liegenden des unteren Interstadialvorkommens die beiden Frühwürm-Stadiale repräsentieren. Da das Vorkommen Schönbachtal eines der höchstgelegenen ist und vom Gletscher erosiv gekappt (Überlagerung durch LGM-Grundmoränenablagerung) vorliegt, wurde damals geschlossen, dass das gesamte Sedimentpaket der Hopfgarten-Einheit nur das Frühwürm repräsentiert. Diese Ansicht ist überholt. Neuuntersuchungen der Proben aus den schon in REITNER (2005) beschriebenen Vorkommen NW' Bahnhof Hopfgarten (Holz aus 687 m; alle Höhenangaben in Meter über Normalnull) und Unterwindau (verpresster Torf aus 690–700 m) erbrachten kalibrierte <sup>14</sup>C-Alter von 32–33 ka BP bzw. ca. 34 ka BP. Die Pollenuntersuchungen von Ilse Draxler zeigten passend zu den <sup>14</sup>C-Altern eine sehr kühl getönte Vegetation. Damit ist in der Hopfgarten-Einheit auch noch das **Mittelwürm** inkludiert. Dies wurde durch den Fund eines weiteren Holz führenden Horizonts SW' Fassl, im Windautal, in 740 m, bestätigt, dessen <sup>14</sup>C-Datierung ein Alter im Bereich der Datierungsgrenze lieferte. Das Pollenspektrum ist jenem der anderen Fundorte ähnlich.

Mit den neuen Mittelwürm-Daten ergibt sich eine deutlich komplexere Prozessabfolge im Vergleich zur ursprünglich interpretierten Aggradation im Frühwürm. Auch die Geoelektrik-Messungen (bereits beschrieben in REITNER, 2005) an der orografisch linken Kelchsautalflanke, unterhalb der Terrassenfläche nordöstlich Schlöglbauer, die eine mit Feinsediment verfüllte fluviatile Rinne innerhalb der Hopfgarten-Einheit erkennen lassen, sprechen für eine Mehrphasigkeit. Aus heutiger Sicht kann ausgesagt werden, dass für die Bildung der Hopfgarten-Einheit mehrere Aggradationsphasen und mindestens eine Erosionsphase relevant waren, ohne diese zeitlich näher spezifizieren zu können.



## Würm-Hochglazial (LGM) und Eiszerfallsphase im Überblick

Die Vergletscherung des Beckens von Hopfgarten im Würm-Hochglazial (LGM) wurde in Grundzügen über die Kartierung und begleitende Geschiebeuntersuchungen, im Kontext mit der Entwicklung südlich des Wilden Kaisers, im Spertental und im Kitzbüheler Tal erfasst (REITNER, 2005; REITNER et al., 2010). Prägend war das frühe Eindringen des Inngletschers via Wörgler Boden bis in den Raum Hopfgarten, das anhand der erratischen Geschiebe (Zentralgneis, Eklogit, Hornblendegarbenschiefer und auch Juliergranit) in den subglazialen Ablagerungen erkennbar war. Das weiteste Vordringen in das Windautal ist bei Vorderwindau, südlich Gehöft Thaler (R: 290405, H: 5254283), in 1.050–1.070 m dokumentiert. Dort sind graue, matrixgestützte und überkonsolidierte Diamikte mit Zentralgneis, Amphibolit und Hornblendegarbenschiefer und gekritztem Kalkalpenkarbonat (bis zu 10 %) unmittelbar im Liegenden von spätglazialen Eisrandsedimenten aufgeschlossen. Mit dieser weit gegen Südosten reichenden, Erratika-reichen Inngletscher-Grundmoränenablagerung waren – nach damaligen Kenntnisstand – aber keine Eisstaudimente verknüpft, wie sie das Geschehen der LGM-Vorstößphase in der Wildschönau (REITNER, 2008) oder auch im Weißbachgraben (S' Ellmau; REITNER, 2005) charakterisiert haben. Das Fehlen dieser ansonsten sehr mächtigen Sedimentkörper wurde im Windautal mit dem vergleichsweise starken Eisübertritt des Salzachgletschers über den tiefsten Transfluenzpass auf GK 121, die Filzenscharte (1.669 m) erklärt, der derartige Sedimente erodiert hat (REITNER et al., 2010). Dieses Erklärungsmodell wird einerseits durch die neuen Befunde zur Vorstößphase im Kelchsautal (s.u.), wo eindeutig Sedimente der Vorstößphase vorkommen, herausgefordert. Andererseits zeigten die Kartierungen im Bereich des Kamms zum Pinzgau und damit im Bereich der ehemaligen LGM-Transfluenzen – wie das Salzachjoch (1.983 m) in das Kelchsautal, die Filzenscharte (1.686 m) in das Windautal, das Stangenjoch (1.713 m) in das Spertental – dass alle hochgelegenen Eisübertritte westlich des Pass Thurn (1.278 m) zwar von Eis aus dem Salzachtal-Einzugsgebiet, aber nicht von u.a. Zentralgneis führendem „Tauerneis“ (Eis aus den zentralen Abschnitten der Hohen Tauern) überwunden wurden, wie noch in REITNER (2005) angenommen wurde. Damit hat sich die Grundbedingung für die Erklärung der Zentralgneis-Vorkommen als Erratische Blöcke oder in der Grundmoränenablagerung deutlich geändert. Der Zentralgneis im Raum Hopfgarten wird damit zu einem eindeutigen Beleg für die ehemalige Präsenz des Inngletschers im LGM, der Zentralgneis-Geschiebe aus den Zillertaler und Tuxer Alpen herantransportiert hat. Das hat insbesondere nahezu keine Relevanz für die Eisstromgeometrie am Höhepunkt dieser Großvergletscherung. Dafür sorgt diese neue paläogeografische Erkenntnis für Klarheit in der stratigrafischen Zuordnung von Eisrandsedimenten mit einer Grundmoränenablagerung am Top zur LGM-Vorstößphase oder zur spätglazialen Eiszerfallsphase samt Gletscheroszillation (vgl. REITNER, 2005, 2007).

## Vorstößphase im Würm-Hochglazial im Kelchsautal

Die komplexe Sedimentabfolge im Kelchsautal zwischen Kelchsau und dem Brummergraben sowie jene im Brummergraben wurde schon in REITNER (2005, 2007) beschrieben und hinsichtlich Stratigrafie und Paläogeografie folgendermaßen interpretiert: Über horizontal gelagerten fluviatilen groben Kiesen der Hopfgarten-Einheit folgt eine in Ansätzen erkennbare *coarsening-upward*-Sequenz, deren Basis aus laminierten, teilweise *dropstone* führenden Silten und Sanden besteht. Nach der damaligen Interpretation wurde dieses Feinsedimentpaket als Bottomset der Eisstauseeverfüllung während der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial interpretiert, das die LGM-Erosionsdiskordanz plombiert.

Das Fehlen der LGM-Grundmoränenablagerung zwischen der Hopfgarten-Einheit und den Eisstauablagerungen wurde nicht als Problem angesehen, da dies im Becken von Hopfgarten immer wieder der Fall ist (s.o.). Somit war bisher der scharfe Wechsel zwischen fluviatiler (*braided river*) Fazies im Liegenden und der glaziolakustrinen bis deltatischen Fazies im Hangenden das Kriterium für die stratigrafische Zuordnung. Die Grundmoränenablagerung im Hangenden der Deltaablagerung, so bei Penningberg am Ausgang des Brummergrabens, wurde analog zur Situation im benachbarten Windautal bei Vorderwindau (REITNER, 2005, 2007; s.u.) als eine Ablagerung des Kelchsaugletschers während eines markanten Vorstoßes in der Eiszerfallsphase interpretiert. Die Herkunft der darin vorkommenden erratischen Geschiebe, wie Zentralgneis und Permoskyth (nächstgelegenes Vorkommen liegt nördlich davon bei Penning), die neben den herrlichen Pyroxeniten mit Herkunft vom Marchbachjoch, aus dem sonst monotonen Spektrum hervorstechen, wurden zumeist als Aufarbeitungsprodukte von zuvor abgelagerten LGM-Inngletscher-Grundmoränenablagerungen während des Gletschervorstoßes betrachtet. Die Herkunft des Zentralgneises in diesem Talabschnitt wurde über eine Eisstransfluenz des „Tauerneises“ über das Stangenjoch (1.983 m) und das Salzachjoch (1.938 m) während des LGM in Kombination mit dem letzten Abfließen von LGM-Eis erklärt.

Diese zuvor beschriebene Einstufung wird nun aufgrund neuer Aufschlüsse, der Re-Evaluierung der vorhandenen lithologischen Daten und der Geometrie der kartierten Sedimentkörper sowie besserer Kenntnisse der Situation im Bereich der LGM-Eisstransfluenzen [Stangenjoch (1.983 m) und Salzachjoch (1.938 m)] neu bewertet. Die Revision betrifft den Abschnitt im Hangenden der fluviatilen Hopfgarten-Einheit:

Im Kelchsautal beim Ausgang des Brummergrabens wird die Hopfgarten-Einheit von massigen bis laminierten, roten und grauen Silten (Fm) sowie Sanden (Sm) mit teilweise eingeschalteten diamiktischen Lagen (Dm, Dms), die „Permoskyth“ führen, überlagert (zwei typische Aufschlüsse: R: 283639, H: 5254806; R: 283572, H: 5255162). Ein verlässlicher Wert für die Überlagerungshöhe ist mit etwa 760 m auf der Südseite des Brummergrabens, südöstlich der Waldschenke, erfassbar. Bei Traucha, nördlich des Brummergrabens, liegt diese Überlagerung aufgrund einer Massenbewegung deutlich tiefer. Jedenfalls ist das als Bottomset interpretierte Feinsedimentpaket ein markanter Horizont, der einen gut kartierbaren Fazieswechsel belegt und auf der orografisch linken Kelchsautalseite nördlich wie auch südlich der Brummergraben-Mündung verfolgbar ist.

**Nördlich des Brummergrabens** dominieren über dem Bottomset rote, meist als Konglomerate ansprechbare, d.h. zementierte rote Deltaforesets, teils korngestützt, teils als Kies-Sand-Gemisch (Gcp, GSp). Im Klastenspektrum ist überwiegend die rote „Permoskyth“-Lithologie (Basisbrekzie) erfassbar, daneben finden sich die üblichen Gesteine der Grauwackenzone und die Ultrabasite des Marchbachjochs (ebenfalls Grauwackenzone). Die maximale Korngröße erreicht Blockgröße, besonders südlich Ruetzwiese. Dort sind in korngestützten Abschnitten zerdrückte Gerölle („*cracked pebbles*“) zu finden, die von einer deutlich größeren Auflast als jener des etwa 40 m mächtigen Sedimentpakets im Hangenden zeugen (R: 283246, H: 5255492). Das Material ist generell schlecht sortiert, die „Permoskyth“-Komponenten sind angerundet bis gerundet. Südöstlich Untermanzl liegt ein Einfallen von 170/25 vor. Etwa 250 m südöstlich Ruetzwiese sind in einem etwa 20 m mächtigen Profil (vom Liegenden zum Hangenden) die roten Deltaablagerungen in chaotischer Lagerung (R: 283191, H: 5255665) aufgeschlossen, die von matrixgestützten, resedimentierten bis grobgeschichteten, grauen bis beige Diamikten (Dmm(r), Dms) überlagert sind. Dabei weisen die Diamikte schon glazial geformte Geschiebe u.a. mit Zentralgneis und gekritztem Kalkalpenkarbonat auf. Handelt es sich hier noch um Sedimente subaquatischer *mud-* bis *debris flows*, so ist der graue massive, matrixgestützte überkonsolidierte Diamikt mit Scherflächen (Dmm(s)) eindeutig eine Grundmoränenablagerung des Inngletschers. Deren Spektrum beinhaltet neben den üblichen Gesteinen der Grauwackenzone, „Permoskyth“ und Ultrabasiten wiederum Zentralgneis und Kalkalpenkarbonate.

Wir haben es hier mit einer Vorstoßsituation aus dem LGM zu tun, als der Inngletscher, eisdynamisch bedingt (VAN HUSEN, 2000), das Brixental talaufwärts bis in den Unterlauf der Kelchsauer Ache vorstoßen konnte (REITNER et al., 2010). Die vom Gletscher überfahrene Eisstauseeablagerung repräsentiert in diesem Abschnitt die LGM-Vorstoßphase, analog zu den Vorkommen im Tal der Wildschönauer Ache (REITNER, 2008).

Die Grundmoränenablagerung des Inngletschers wird beim beschriebenen Aufschluss kleinräumig von *dropstone*-führenden Silten aus der Eiszerfallsphase überlagert. In Summe zieht die subglaziale Ablagerung Richtung Ost bis Südabhang des Marchbachjochs, wo sie großflächig verbreitet ist. Gegen Norden, an der orografisch linken Kelchsauser Ache ab Untermanzl, liegen die Eisstauseesedimente (samt Bottomset) der Vorstoßphase über der Hopfgarten-Einheit. Die Sedimente der Vorstoßphase wiederum werden, so wie die zuvor beschriebene Grundmoränenablagerung bei der Ruetzwiese, von Silten überlagert, die den tieferen Abschnitt einer *coarsening-upward*-Sequenz der Eisrandsedimente aus der Würm-spätglazialen Eiszerfallsphase bilden. Östlich Penning keilen die Stausedimente aus der LGM-Vorstoßphase aus, sodass nördlich davon, so wie üblicherweise im Becken von Hopfgarten, nur mehr ein Bottomset vorliegt. Dieses überlagert die subglaziale Erosionsdiskordanz (zumeist ohne entsprechender Grundmoränenablagerung) und bildet den maßgeblichen Querschnittshorizont.

Im **Brummergraben** sind die Abfolgen aufgrund der Abgeschlossenheit des bis etwa 150 m tief eingeschnittenen Tales etwas anders. Grundsätzlich ist zu erwähnen, dass

der heutige, im Fels eingeschnittene Unterlauf eine epigenetische Talstrecke darstellt und das ursprüngliche Tal nördlich davon verlief (REITNER, 2005). Die tiefst gelegenen fluviatilen Ablagerungen mit lokalem Grauwackenzone-Spektrum und Imbrikationen [Gcm(i); Schüttungsrichtung talauswärts gegen Osten] in 760 m gleichen jenen der Hopfgarten-Einheit im Kelchsautal. Allerdings sind die immer wieder auftretenden, horizontal geschichteten, sandig-kiesigen Sedimente Topsets von Deltaablagerungen mit Schüttungsrichtung gegen Osten. Diese markieren einen Eisstauseespiegel zu einer Zeit, als im Kelchsautal schon Bottomset-Lagen über der Hopfgarten-Einheit abgelagert wurden. Damit gehören diese kiesigen Lagen, im Gegensatz zur Interpretation von REITNER (2005), schon zur LGM-Vorstoßphase. Südlich Ruetzwiese, ab etwa 820 m, werden diese lokal geprägten Deltaablagerungen von einem gut verfolgbaren Bottomset überlagert, womit hier ein „*drowned delta*“ vorliegt. Taleinwärts steigt die Höhenlage der Bottomset-Unterkante auf 850–860 m an (vgl. Profil SSW Haag in REITNER, 2005). Die *dropstone*-führenden Silte (Fmd) weisen neben Gesteinen der Grauwackenzone gekritztes „Permoskyth“ und Zentralgneis auf. Schließlich folgen mehrere Dekameter mächtige Diamiktfolgen mit siltiger Matrix, ehe das ganze Paket von LGM-Grundmoränenablagerung überlagert wird. Somit liegt im Brummergraben ein mächtiger Sedimentkeil aus der Vorstoßphase des LGM vor, dessen Erhaltung sicherlich durch die Ausbildung des epigenetischen Tales begünstigt war. Eisrandterrassen, die sonst üblicherweise neben den aufgelockerten Massenbewegungskörpern eine wichtige Quelle für Murmaterial in diesen Wildbächen der tieferen Lagen der Kitzbüheler Alpen darstellen, sind erst ganz im Oberlauf bei Naber und Asten verbreitet.

**Südlich des Brummergrabens** wird die Hopfgarten-Einheit ebenso vom Bottomset der LGM-Eisstauseesedimente überlagert, die detailliert in REITNER (2005) beschrieben sind. In dem Aufschluss südwestlich Stecklbauer (in 830 m; R: 283597, H: 5253684) ist der gröbere, obere Abschnitt dieser Sequenz zu sehen. Dabei handelt es sich um horizontal geschichtete, korn- wie matrixgestützte Kiese mit reinem Spektrum der Grauwackenzone und Quarzphyllite, die als Topset-Lagen zu interpretieren sind. Im obersten Abschnitt ist ein Driftblock aus Zentralgneis zu finden, ehe das Paket eine Überlagerung durch rot-graue laminierte Silte (Fl) aufweist. Dieses Sedimentpaket wird schließlich ab etwa 860 m von einer Grundmoränenablagerung überlagert. In einem sehr instruktiven Aufschluss ESE Zassl, in ca. 900 m (R: 283411, H: 5253705), ist ein 6 m mächtiger, beige-grauer, überkonsolidierter matrixgestützter und massiver Diamikt (Dmm) zu sehen, der im tieferen Abschnitt sehr klastenreich ist. Das Geschiebespektrum wird von Grauwackenzone und Quarzphyllit dominiert, es kommen darin aber auch „Permoskyth“, Zentralgneis sowie gekritzte Kalkalpenkarbonate und ebensolche Serpentine (vom Marchbachjoch) vor. Somit handelt es sich um das südlichste Vorkommen einer LGM-Grundmoränenablagerung des Inngletschers im Kelchsautal und nicht um eine subglaziale Ablagerung des Kelchsaugletschers aus der Eiszerfallsphase, wie in REITNER (2005) behauptet. Eine typische subglaziale Ablagerung einer Gletschersozillation aus der Eiszerfallsphase findet man im Kelchsautal 10 km talaufwärts am Ausgang des Frommbachtals (DIPPENAAR, 2017). Die LGM-Grundmoränenablagerung ist in ihrer Erstreckung gegen Norden fast durchgehend verfolgbar.

Dort wo sie nicht erfassbar war, markiert ein erratic Block aus Zentralgneis ihren Verlauf. Überlagert wird dieses subglaziale Sedimentpaket erst von siltigen und dann von kiesigen Eisrandablagerungen aus der Eiszerfallsphase, die partiell, so bei Katzenberg, noch eine terrassenförmige Morphologie erkennen lassen.

### Vorstoßphase im Würm-Hochglazial im Windautal

Angesichts der Revision im Kelchsautal (s.o.) stellt sich die Frage, ob der Eisrandkörper zwischen Vorderwindau und Rettenbach sowie die Grundmoräne im Hangenden, welche der Eiszerfallsphase zugerechnet wurde (REITNER, 2005, 2007), ebenfalls Dokumente des Würm-Hochglazials (LGM) sind.

Für die Re-Evaluierung der stratigrafischen Einordnung dieses bis zu 60 m mächtigen Sedimentkörpers und dessen Grundmoränenablagerung ist (a) die Grundmoränenbedeckung und deren Geschiebebestand und (b) die Geometrie der Ablagerungen in der Vorwindau entscheidend:

- (a) Bis in den südlichsten Bereich der Grundmoränenbedeckung, so zwischen Straubing und Rettenbach, findet man immer wieder Zentralgneis als kleinere Geschiebe wie auch selten als erratische Blöcke. Ein Zentralgneisgeschiebe konnte sogar bei Wasserbühl erfasst werden. Südlich davon, d.h. talaufwärts, gibt es, so wie bei der Filzenscharte, keinen Hinweis auf diese Leitlithologie für „Tauerneis“ aus dem oberen Pinzgau. Wie schon in den Abschnitten davor argumentiert, muss der Zentralgneis die Route über das Zillertal genommen haben, wie schon der Fund von eckigem Hornblendegarbenschiefer (REITNER, 2005; neben angerundetem Eklogit) bei der Vorderwindau anzeigt. Somit beinhaltet die Grundmoränenablagerung auch subglaziales Sediment des Inngletschers. Der Geschiebebestand unterscheidet sich von den Inngletscher-Grundmoränen im Kelchsautal oder auch südlich Thalern in 1.050–1.070 m (s.o.), dadurch, dass nur ganz selten erratische Geschiebe wie „Permoskyth“ oder Zentralgneis vorkommen. So zeigt die Geschiebeauszählung von Grundmoränenproben (in REITNER, 2005), dass im frontalen Teil weniger als 1 % Erratika vorkommen, im deutlich taleinwärts gelegenen Abschnitt bei Straubing, wo auch ein Zentralgneis-Block liegt, sind es gar nur 0,1 %. In Summe spiegelt das eine Verdünnung der erratischen Geschiebefracht talaufwärts gegen Süden wider, die auch schon für das Becken von Hopfgarten mit Trend vom Inntal talaufwärts beschrieben wurde.
- (b) Bei Burgwegen, nördlich des Ziegelhüttgrabens, liegt noch eine, für das Becken von Hopfgarten typische Abfolge vor: Über einer Erratika-führenden Grundmoränenablagerung, folgt (genau) ein Bottomset, das mit den darüber liegenden Delta-Foresets und letztlich Topsets eine *coarsening-upward*-Sequenz bildet. Demgegenüber konnte südlich von Burgwegen, im Liegenden des Bottomsets einer Deltaablagerung, keine Grundmoränenablagerung am Top der Hopfgarten-Einheit kartiert werden (z.B. im Ziegelhüttgraben). Auch südlich, d.h. talaufwärts, von der Vorderwindau, wo der Deltakörper nur mehr auf Festgestein liegt, gibt es keine Grundmoränenablagerung in dieser stratigrafischen Position.

Betrachtet man die Argumente zur Einstufung der Grundmoränenablagerung in (a) und die fehlende Grundmoränenablagerung im Liegenden des Deltakörpers in (b) ab der Vorderwindau talaufwärts zusammen, so kann der von Grundmoränenablagerung bedeckte Deltakörper nur als Verfüllung eines durch den vorrückenden Inngletscher verursachten Eisstausees in der Anfangsphase des LGM erklärt werden. Zu diesem Zeitpunkt waren die Lokalgletscher im Einzugsgebiet des Windautales noch nicht stark genug, um den Talabschnitt zwischen Rettenbach und Vorderwindau zu erreichen. Die klimatischen Verhältnisse mit starker Frostschuttbildung sorgten für eine enorme Sedimentbereitstellung, sodass der Stausee zügig von den Seitentälern des Windautales verfüllt wurde. Fehlendes erratic Material in den *dropstones* kann mit lokalen Strömungsverhältnissen erklärt werden, die ein Driften von Eisbergen (von einer kalbenden Inngletscherfront) Windautal-aufwärts verhinderten. Letztlich war der Inngletscher in dieser Aufbauphase so potent, dass er jedenfalls bis Rettenbach vorstoßen konnte, wovon die (wenigen) Zentralgneise im Geschiebespektrum zeugen. Die Grundmoränenablagerung im Hangenden der Deltaablagerung ist eine Bildung aus dem LGM, wobei erst – wie zuvor skizziert – der Inngletscher und dann der Windaugletscher beteiligt waren. Letzterer floss am Klimax des LGM gestärkt durch die Eistransfluenz über die Filzenscharte talabwärts und wurde dann ab Vorderwindau vom Inngletscher bedrängt, gegen Südosten abgelenkt (vgl. dazu REITNER, 2005; REITNER et al., 2010). Makroskopisch (z.B. über Geschiebeeinregelung) war diese komplexe Bildungsgeschichte bisher nicht ersichtlich. Wahrscheinlich sind hier mikromorphologische Untersuchungen nötig, um auch die Chronologie der Ablagerung, Wiederaufbereitung und Deformation zu erfassen.

Mit dieser neuen stratigrafischen Einsicht ergeben sich im Kartenbild einfache und logische Lösungen: So verschwindet in der Vorderwindau eine künstliche Grenze zwischen den Grundmoränenkörpern von LGM und Eiszerfallsphase südlich Gehöft Daxer. Letztlich weist der Deltakörper aus der LGM-Vorstößphase südlich bzw. östlich Burgwegen über eine vergleichsweise kurze Strecke eine Keifform auf. Auch im Graben des Dürrenbaches, wo die LGM-Grundmoränenbedeckung über LGM-Deltaablagerungen deutlich höhenmäßig ansteigt, ergibt sich ein klareres Bild als zuvor.

Nach dieser ausführlichen Diskussion sei noch auf weitere, interessante Neuerkenntnisse aus der jüngeren Kartierung verwiesen: Letztlich erbrachten Laserscanaufnahmen neue Zusammenhänge bei schon zuvor kartierten Lockersedimenten. So konnten fünf **Esker-Körper** erfasst werden: Zwei herrlich gewundene 4–6 m hohe Esker-Ablagerungen aus Sanden und Kiesen mit einer Länge von 200–300 m (ohne Berücksichtigung der Sinusität) sind zwischen Burgwegen und Daxer auf LGM-Grundmoränenablagerung zu finden. Der nördlichere Körper geht dann in einen Kame über. Nördlich Straubing sind drei weitere Esker auf der LGM-Grundmoränenablagerung ersichtlich. Alle diese Bildungen zeigen, gleichsam wie Schnappschüsse, die letzte subglaziale Drainage vor dem finalen und raschen Kollaps der Gletscher. Die Erhaltung dieser dokumentierten Schmelzwasserablagerungen weist abschließend auch auf einen Unterschied zwischen der Situation im engen Kelchsautal und jener im vergleichsweise

se breiten Windautal während der Eiszerfallsphase hin. Im Kechsaotal liegt über der LGM-Grundmoränenablagerung noch ein mächtiger Deltakörper aus der Eiszerfallsphase, während im Windautal Erosion auf das Niveau der Westendorfer Terrasse erfolgte (REITNER, 2005).

Schlussendlich entfällt die Vorderwindau als eine wichtige Lokalität für die Oszillation in der Eiszerfallsphase. Diese markante spätglaziale Vorstoßphase ist allerdings durch die Abfolgen bei Steinach am Brenner (MAYR & HEUBERGER, 1968), auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2007; MENZIES & REITNER, 2016) und im Einödgraben bei Aurach im Kitzbüheler Achental (auf GK 122 Kitzbühel) ohnehin gut belegt. An letzterer Lokalität ist die Sequenz (vom Liegenden zum Hangenden) vom Frühwürm (mit fluviatilen Ablagerungen) über die LGM-Grundmoränenablagerung gefolgt von spätglazialen Deltaablagerungen und der Grundmoränenablagerung der Eiszerfallsphase wohl am besten für die Ostalpen dokumentiert (REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015). Dort ist die Geometrie des im frühen Spätglazial vorstoßenden Kitzbüheler Achengletschers eindeutig nur mit einer noch existenten Transfluenz von Salzacheis über den Pass Thurn (1.274 m) zu erklären.

### **Wörgler Boden (Würm-Hoch- und Würm-Spätglazial)**

Unter diesem Überbegriff sind die Talflanken beiderseits des Unterlaufs der Brixentaler Ache westlich des Gemeindegebietes von Itter zusammengefasst.

#### **Bruggberg – Pannersdorf**

Der Südabhang bzw. Südostabhang von Bruggberg und Riederberg, insbesondere die dort vorliegende LGM-Grundmoränenbedeckung, wurde schon in REITNER (2008) beschrieben. Diese Bedeckung setzt sich auch auf der Nordseite mit roten matrixgestützten massiven Diamikten (Dmm) fort, wobei die Matrix aufgrund des „Permoskyth“-Untergrundes sandbetont ist. Das Spektrum der typisch glazial geformten und gekritzten Geschiebe spiegelt ebenso dominant den Untergrund wider, enthält aber auch Quarzporphyr und Metasedimente (Grauwackenzone), Quarzphyllit und selten Zentralgneis. An der Oberfläche liegen erratische Blöcke aus Zentralgneis und Quarzphyllit vor. Entsprechend dem wasserundurchlässigen Untergrund aus Grundmoränenablagerung sind Vernässungen häufig. Bei all den palustrischen Bildungen stechen die beiden Hochmoorareale des Filzmoos, SE Kote 1.006 m am Rücken des Bruggberges hervor. Diese liegen in NW–SE streichenden flachen Wannens, die, so wie auch am Riederberg ersichtlich, den Eisfluss des Inngletschers Richtung Hopfgarten nachzeichnen. Möglicherweise sind hier durch flächenhafte subglaziale Erosion auch parallel verlaufende Festgesteinsstrukturen herauspräpariert worden. Davon weicht sowohl hinsichtlich Richtung, Tiefgang wie auch Sinuosität die teilweise verzweigte Rinnenstruktur ab, die den Riederberg vom Bruggberg trennt. Das markanteste Element ist die Rinne östlich Stockeben in ca. 960–970 m, die auf 400 m einen WSW–ENE-Verlauf mit geringem Gefälle aufweist und etwa 40 m in die Grundmoränenablagerung eingeschnitten ist. Die etwa 50 m breite Struktur wird zwar von einem zum Wörgler Bach entwässernden Gerinne durchflossen, dessen rückschreitende

Erosion ist aber erst südöstlich Stockeben ersichtlich. Am Nordostende des zuvor beschriebenen geraden Verlaufs verzweigt sich die Struktur, dann schon auf Festgestein, in einen kurzen gebogenen Ast Richtung Dornhäuselgraben und einen gewundenen, längeren Zweig Richtung Bruggberger-Hochwiesen. Diese Rinne östlich Stockeben lässt sich jedenfalls nicht mit der modernen Entwässerung erklären. Das plausibelste Modell zur Genese kann hier nur über die Wirkung von Schmelzwässern führen, die möglicherweise anfänglich subglazial, dann aber in der Eiszerfallsphase an der Oberfläche zur Rinnenerosion geführt haben. Der Konnex zum Schmelzwasserfluss beim Zusammenbruch des Eisstromnetzes ist über den im Westen anschließenden Eisrandkörper südlich Stockeben gegeben, dessen Gerölle teilweise eine sehr gute Rundung aufweisen (REITNER, 2008). Zum dokumentierten Schmelzwassersystem von Stockeben gehören auch die seichten, d.h. weniger tief eingeschnittenen, gewundenen Rinnen am Bruggberg westlich Filzmoos, die in erster Linie über Laserscans erkennbar sind.

Auf der Nordseite des Bruggberges liegen kleinere isolierte Vorkommen von Eisrandablagerungen in etwa 880 m und 820 m. Diese kommen damit deutlich höher als die Westendorfer Terrasse vor, dem morpho-stratigrafischen Bezugsniveau im Raum Hopfgarten (siehe dazu REITNER, 2005, 2007). Letztere ist als Terrassenfläche unmittelbar südöstlich des Weilers Bruggberg in ca. 705 m als Rest erkennbar und bildet dort das Pendant zur Westendorfer Terrasse bei Itter. Unterhalb schließen bei Bruggberg Erosionsniveaus an, wie zum Beispiel in 670 m, deren Gefälle aber schon das erosive Wirken von Seitenbächen und nicht das der Paläo-Brixentaler Ache belegen.

Im Fußbereich des Abhangs unterhalb des Weilers Bruggberg befindet sich südöstlich des Weilers Haus das am tiefsten gelegene und damit auch distalste Vorkommen der Hopfgarten-Einheit, das hier auch zumindest stellenweise von der LGM-Grundmoränenablagerung überlagert wird. So wie beim Großaufschluss nördlich Itter und im Raum Hopfgarten plombiert darüber das Bottomset der Eisrandsedimente diese subglaziale Erosionsfläche. Über die gegen Nordwest auskeilende Verbreitung der Hopfgarten-Einheit sieht man sehr deutlich die gegen Südost ansteigende Erosionsrampe des Inngletschers als Ergebnis seines Vorstoßes aus dem Inntal: die Rampe steigt auf etwa 400 m Erstreckung von 590 m auf ca. 640 m an und bildet somit einen Winkel von etwa 7° (12–13 %).

Zwischen Haus und Pannersdorf (552 m) liegt entlang des Talbodens das, gemäß der Kartierung jedenfalls 20 m mächtige Bottomset vor, wovon auch Quellen am Top dieses Stauhizontes zeugen. Eine sedimentologisch interessante Situation ergibt sich im Hangenden dieses Feinsedimentpaketes in der Grube Pannersdorf. Im Folgenden wird der nicht mehr aktuelle Stand des Abbaus im Jahr 2003 wiedergegeben: In 640–650 m wird ein Topset aus horizontalgeschichteten grauen Kiesen mit Schüttungsrichtung gegen WNW bis NW mit polymiktem Spektrum (inkl. Juliergranit und Eklogit) von roten, mit 10° gegen NE geschütteten, matrixgestützten sandigen Diamikten, Kiesen und Sanden überlagert. Dieses Sedimentpaket mit dominant „Permoskyth“-Geröllen, aber auch anderen Lithologien, wird wegen seiner Herkunft und ganz besonders auch aufgrund der fächerförmigen Oberflächenmorphologie, ausgehend von verschiedenen Gräben auf der



se als die tiefste und damit letzte Eisrandterrasse in dem Raum zu klassifizieren. Etwa 15 m höher liegt die nächst höhere Eisrandterrasse, jene mit dem Ortsteil Gasteig in ca. 545 m. Diese läuft entlang einer Erosionskante, die in die LGM-Ablagerungen der Häringer Terrasse eingeschnitten ist (s.o.). Zum Zeitpunkt der Bildung dieser Terrasse – durch erosives Einschneiden gekoppelt mit Akkumulation – erfolgte der Abfluss durch das Kirchbichler Trockental (NE des Bades).

Gegenwärtig ist noch unklar, ob die aus sandigem Kies bestehenden Hügel östlich des Oberndorfer Bades, welche die Oberndorfer und die Gasteiger Terrasse überragen, Kames aus der Eiszerfallsphase oder Erosionsreste der Kirchbichl-Einheit sind.

## Kelchsautal (Würm-Hoch- bis Würm-Spätglazial)

### Würm-Hochglazial und Eiszerfallsphase im Würm-Spätglazial

Mit der zuvor beschriebenen Klärung der LGM-Vorstoßphase im Kelchsautal wurde auch schon die südlichste Position des Inngletschers im LGM markiert. Westlich Kelchsau liegt auf 960 m noch ein isolierter Zentralblock auf Grundmoränenablagerung, allerdings ohne stratigrafische Abfolge wie weiter nördlich, sodass theoretisch hier auch die südlichste Position des Inneises gewesen sein könnte. Allerdings könnte es sich hier auch um einen Driftblock aus der Eiszerfallsphase handeln.

Da in den höheren Lagen nur typische Grundmoränenablagerung mit monotonem Lokalspektrum zu finden ist, kann daraus geschlossen werden, dass am Höhepunkt des LGM das Eis aus dem Kelchsautal diese Bereiche im unteren Kelchsautal dominiert. An dieser Stelle sei auf REITNER et al. (2010) verwiesen, wo die komplexe LGM-Eisdynamik im Talkessel von Hopfgarten und die daraus folgende mangelnde glaziale Erosion (keine Übertiefung!), die sich deutlich unterscheidet von vergangenen Glazialen, eingehend erläutert ist.

Mit dem Anstieg der Schneegrenze und dem daraus resultierenden raschen Kollaps des Eisstromnetzes beginnt die Eiszerfallsphase, deren Typusregion das Becken von Hopfgarten ist (REITNER, 2005, 2007). Die Flanken des Kelchsautales werden hoch hinauf mit den typischen sandig-kiesigen Eisrandablagerungen bedeckt. An der Ostflanke des Schwaigberghorns (1.990 m) reichen diese Sedimente NNE der Unteren Schwaigbergalm sogar bis auf 1.380 m hinauf. Meist handelt sich hierbei um Kies-Sand-Gemische (GS) mit Übergängen zu schwach geschichteten Diamikten (Dms), teils mit siltiger Matrix. Lagen von laminiertem bis massivem Silt (Fl, Fm), teils *dropstone*-führend (Fmd), sind gelegentlich eingeschaltet. Die Rundung des Lokalspektrums reicht von kantengerundet (*subangular*) bis angerundet (*subrounded*). In dem von Massenbewegungen geprägten Oberlauf des Kehlbaehes reichen Eisrandsedimente (Fazies GS<sub>p</sub>) bis knapp unter 1.600 m hinauf.

Dominant glaziolakustrine Sedimente, d.h. *dropstone*-führende Silte, teilweise in Wechsellagerungen mit subaquatisch abgelagerten Diamikten (Dms), sind in dem undulierenden, wahrscheinlich durch seichte Massenbewegungen geprägten Areal westlich Kraftwerk Zwiesel zu finden. Frühere Interpretationen dieser Ablagerungen als subglaziale Sedimente (DIPPENAAR, 2018) werden damit revidiert.

## Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial

Die weitere glaziale Entwicklung beschränkte sich auf die Kare, wovon einige im Einzugsgebiet der Kelchsauer Ache schon von DIPPENAAR (2016, 2017, 2018) beschrieben wurden. Die Referenzlokalitäten für die Zuordnung der End- und Seitenmoränenablagerungen zu den spätglazialen Stadien im Sinne von REITNER et al. (2016) sind im Kar NW des Schafsiedel (2.447 m) **Arnbach** als Äquivalent des **Gschnitz-Stadials** und **Küharn** als jenes des **Egesen-Stadials** (DIPPENAAR, 2016). Diese Zuordnung aufgrund der morphologischen Ausprägung und auch Höhenlage wurde mittlerweile durch <sup>10</sup>Be-Datierungen von Olivia Steinemann (ETH Zürich) bestätigt, wobei die dazugehörige Publikation noch aussteht. Im Folgenden werden die wichtigsten Vorkommen besprochen.

### Kurzer Grund

Die Erfassung der **Gschnitz**-Vergletscherung in Gebieten mit einem vielgliedrigen Einzugsgebiet aus mehreren Karen, die letztlich zu einer komplexeren Gletschergeometrie geführt haben, ist zumeist sehr schwierig. Es ist nicht leicht, die Endlage sedimentär und morphologisch einigermaßen zu erfassen. Ein derartig komplexes Einzugsgebiet liegt für den **Gletscherhalt bei Wegscheid** vor, der eine deutlich größere Vergletscherung als jene des Egesen-Stadials (s.u.) anzeigt und nicht mehr im Kontakt mit Eisrandablagerungen war (vgl. Sequenzen in REITNER et al., 2016).

Das Einzugsgebiet umfasst den Bereich von der Wasserscheide und LGM-Eistransfluenz Salzachjoch (1.938 m) gegen Norden, mit den großen Akkumulationsflächen im westlichen Talbereich bestehend aus der weitflächigen Rosswildalm ESE der Aleitenspitze (2.449 m), dem Bereich der Wildalmseen ESE des Schafsiedels (2.447 m) und dem breiten Manzenkar. Von Osten konnte maximal ein Eiszufluss aus vergleichsweise kleinen Akkumulationsbereichen unterhalb des Tristkopfs (2.361 m), beim Nadernachjoch (2.190 m), sowie aus den Karen westlich des Kröndlhorns (2.444 m) und nordwestlich des Kröndlbergs (2.440 m) und auch aus dem Kar westlich der Molterfeldspitze (2.248 m) erfolgen.

300 m WNW des Gasthofes Wegscheid befindet sich eine markante Akkumulation von großen subangularen Quarzphyllit-Blöcken (zumeist größer als 1 m), die hier korngestützt vorliegen (R: 285319, H: 5246307). Dieser Sedimentkörper reicht bis etwa 1.160 m, d.h. ca. 50 m über das Talniveau und setzt sich deutlich vom Hang ab. Nach oben hin ist der Bereich von eckigem Steinschlagmaterial geprägt. Dieses Vorkommen wurde aufgrund der grobblockigen Lithologie als End- und Seitenmoränenablagerung klassifiziert, die nahe an der Maximalposition der damaligen Vergletscherung liegt. Jedenfalls ist der sedimentäre Unterschied zum 500 m talabwärts gelegenen Eisrandsedimentkörper südlich der Niederkaseralm eklatant, wo dominant matrixgestützte und geschichtete Diamikte in einer teils siltigen, teils sandigen Matrix mit kantengerundeten bis angerundeten Klasten vorliegen.

300 m SE des Gasthofes Wegscheid liegt weiters in talaufwärts gelegener Fortsetzung eine Seitenmoränenablagerung mit Wallform zwischen ca. 1.200 und 1.300 m vor. In den locker gelagerten sandigen Diamikten sind eckige bis angerundete Klasten, die das lithologische Spektrum des Einzugsgebietes widerspiegeln.

Weitere Seitenmoränenablagerungen, die dem Wegscheid-Gletscherhalt zuzurechnen sind, liegen zumeist westlich der Kurzer Grund-Ache und wurden teilweise schon von DIPPENAAR (2017) beschrieben. Es handelt sich einerseits um distinkte Seitenmoränenwälle, die als korngestützte Diamikte in 1.420–1.480 m Höhe 850 m SE vom Gasthof Wegscheid vorkommen. Das Pendant auf der östlichen Talflanke ist als rudimentär erhaltene Wallform, bestehend aus bis zu 1 m großen Blöcken (eckig bis kantengerundet = *angular* bis *subangular*) bei Selchenrain am Fußweg, so z.B. in 1.380 m, erhalten. Den genannten Seitenmoränenkörpern gehört auch eine abgerundete Wallform ca. 700 m NE der Manzenkaralm an, die in etwa 1.680 m ansetzt und an deren Oberfläche einige mehrere Kubikmeter große Blöcke (kantengerundet bis angerundet), manche sogar größer als 100 m<sup>3</sup>, liegen. Südlich davon erstreckt sich der Karboden, der letztmals im Gschnitz-Stadial subglazial überprägt wurde und der durch E–W streichende *flute*-artige Formen charakterisiert ist. Der Kontrast zu den westlich gelegenen Egesen-zeitlichen Endmoränenkörpern (DIPPENAAR, 2017) könnte nicht größer sein. Zu beachten ist allerdings, dass es auch noch morphologische Elemente gibt, die nur mit dem LGM-Eisabfluss zu erklären sind, sowie der etwa 300 m lange, SW–NE streichende subglaziale Wall aus Grundmoränenablagerung etwa 950 m ENE der Manzenkaralm.

Nimmt man die Rosswildalm als Ausgangspunkt, dann war der Gschnitz-zeitliche Gletscher, dessen Maximalposition nahe dem Gasthof Wegscheid lag, etwa 6 km lang und damit, auch flächenmäßig, einer der größten in den Kitzbüheler Alpen. Eine Unwägbarkeit hinsichtlich Gletschergeometrie ergibt sich aus dem sicherlich vorhandenen Abfluss vom Salzachjoch gegen Süden, wo es im Einzugsgebiet der Salzach nicht einmal ansatzweise Hinweise zur Gletscherausdehnung gibt. Eine kleinere Unsicherheit hinsichtlich des Eiszuflusses gibt es bezüglich eines untergeordneten Eiszuflusses von der östlichen Talflanke aus dem Kar NE der Molterspitze (2.248 m), der im entsprechenden Abschnitt bezüglich Evidenzen und Gletschergeometrie besprochen wird (s.u.).

### **Rosswildalm**

Die gegen Südost exponierte Rosswildalm ist durch einen weitflächigen, subglazial geprägten Karboden mit Grundmoränenbedeckung charakterisiert. Umso deutlicher heben sich davon die wenigen Seitenmoränenablagerungen aus dem Egesen-Stadial ab. Drei Staffeln von akzentuierten Endmoränenwällen ließen sich charakterisieren, wobei die tiefstgelegene bis etwa 2.140 m reicht (R: 283048, H: 5243064). Der grobblockige Aufbau und die eigentümliche Geometrie der gegen Süden exponierten Paläogletscherzunge weist auf deutlichen Schutteintrag von den südschauenden Felswänden auf und war vermutlich von Schneedrift beeinflusst. Eine nahegelegene Blockgletscherablagerung mit einem Ende in 2.170 m ist mit großer Wahrscheinlichkeit eine Bildung des ausgehenden Egesen-Stadials.

### **Wildalmkar**

Das gegen ESE exponierte Kar ist im Gegensatz zur Rosswildalm sehr gut gegen Süden abgeschattet. Zusammen mit dem auch insgesamt höheren Einzugsgebiet beim Obe-

ren Wildalmsee, erklärt dies auch, warum die Egesen-Vergletscherung bis etwa 1.980 m reichte, und damit deutlich tiefer als bei der Rosswildalm. Die Moränenstaffeln dokumentieren mindestens sechs Gletscherhalte, womit eine ähnliche Vielfalt belegt ist wie im nördlich anschließenden Manzenkar das mit dem Wildkaralmgletscher zumindest während der Maximalausdehnung über den Eisabfluss aus dem Bereich des Oberen Wildalmsees verknüpft war. Die meisten Endmoränenablagerungen befinden sich gut erhalten südlich bzw. südöstlich des Mittleren und Unteren Wildalmsees, welche letztmalig im Gschnitz subglazial überformt wurden. Der grobblockige Aufbau der morphologisch frisch erscheinenden, meist nur wenige Meter hohen Wallformen belegt hier ehemals schuttbedeckte Gletscher, was angesichts der hoch aufragenden, langgestreckten und nordexponierten Felswand der Aleitenspitze (2.449 m) auch nicht verwundert. Trotz der darunter befindlichen ausgedehnten Schuttfelder fehlen hier erstaunlicherweise Blockgletscherablagerungen.

### **WNW des Tristkopfs und NW des Kröndlorns**

Eine der kuriosesten Gletschergeometrien liegt **NW des Tristkopfs** (2.361 m) vor, wo der vollständig erhaltene Endmoränenbogen eine offensichtlich stark schuttbedeckte wie auch lawinengenährte Gletscherzunge des Egesen-Stadials ohne erkennbares Nährgebiet nachzeichnet, die bis ca. 2.040 m hinabreichte. Möglicherweise sorgte auch die Präsenz eines Hängegletschers am Tristkopf samt Eisabbruch für die entsprechende Nahrung des Gletschers. Der höchste Ansatz der Seitenmoräne liegt in ca. 2.100 m.

Im **Kar nordöstlich des Kröndlorns** (2.444 m) reichte die maximale Egesen-Vergletscherung bis etwa 2.065 m hinab. Neben dem Moränenwall, der die maximale Gletscherausdehnung anzeigt, gibt es noch über Endmoränenwälle dokumentierte Gletscherhalte. Bei den Endmoränenablagerungen handelt es sich meist um max. 4–5 m hohe Wälle aus teils korngestützten großen Blöcken. Ein hochgelegener Seitenmoränenansatz, der jedenfalls für den mittleren Gletscherhalt einen Hinweis auf die Höhenlage der damaligen Schneegrenze dieser schuttbedeckten Gletscher bildet, liegt in 2.175 m. Nach der Vergletscherung konnten sich zwei Blockgletscher mit Untergrenzen in 2.170 m und 2.200 m entwickeln.

Auch im kleinen, von hohen Felswänden umrandeten **Kar nordwestlich des Kröndlbergs** (2.440 m) lag im Egesen-Stadial ein stark schuttbedeckter Gletscher, dessen Zunge bis 2.165 m reichte. Der perfekt erhaltene, etwa 10 m hohe Endmoränenwall ist aufgrund der gestaffelten Wälle das Produkt von vier Halteständen, die von einem, durch die sukzessive Schuttakkumulation, geometrisch stark eingeschränkt vorstoßenden Gletscher zeugen. Der höchste Ansatz der Seitenmoränenablagerung weist auf eine Höhenlage der Schneegrenze in 2.230 m hin.

### **Umgebung der Molterfeldspitze und Schneegrubenspitze**

Im Vorfeld der **Kare westlich, nördlich und nordöstlich der Molterfeldspitze** (2.248 m) existieren Sedimentkörper, deren Höhenlage und morphologische Charakteristik für die Zuordnung zum **Gschnitz-Stadial** sprechen. So befindet sich im Bereich der Molterfeldalm zwischen 1.830

und 1.750 m ein breiter, bogenförmiger Seitenmoränenwall mit abgerundetem Kamm und vielen Quarzphyllit-Blöcken an der Oberfläche. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Gletschers aus dem Kar nordwestlich der Molterfeldspitze und aus jenem sehr kleinen Kar nördlich dieser Erhebung, der hier eine kleine Moränenbastion bildete. Dessen nördlichste Zunge hing noch steil in den, das Kar NE der Molterfeldspitze entwässernden Graben hinab. Dort ist an der orografisch rechten Seite noch zwischen 1.530 und 1.660 m ein Rest eines Seitenmoränenkörpers ersichtlich, der einen Gletscherast anzeigt, der vermutlich gerade nicht mehr den Kurzen Grund-Gletscher (mit Halt nahe dem Gasthof Wegscheid) erreicht hat. Bei der Rekonstruktion der Gletschergeometrie im südlichen Teil der Molterfeldalm muss man noch den Abfluss aus dem Kar westlich der Molterfeldspitze einrechnen, der im Kontakt zu den zuvor besprochenen Eismassen gegen Nordwesten abfluss und Teil des Kurzen-Grund-Gletschers im Gschnitz war. Zieht man die Höhenlage der zuvor beschriebenen Seitenmoränenkörper bei der Molterfeldalm in 1.830 m sowie ein isoliertes Vorkommen im Vorfeld des Kars in 1.890 m nordwestlich der Molterfeldspitze in Betracht, dann hat man hier einen, wenn auch groben Hinweis auf die Mindesthöhe der Schneegrenze im Gschnitz-Stadial.

Deutlich beeindruckender sind die erhaltenen Belege für die Vergletscherung im **Egesen-Stadial**:

Eine 60–80 m hohe Moränenbastion markiert den Halt eines schuttbedeckten Gletschers aus dem **Kar westlich der Molterfeldspitze**, dessen Zunge bis etwa 1.915 m hinab reichte. Ein derartig imposanter Sedimentkörper ist nicht allein das Resultat des Maximalstandes, sondern das kumulative Produkt der langwährenden Vergletscherung in der Jüngeren Dryas. Der höchste Ansatz der perfekt erhaltenen Seitenmoräne in 2.075 m liefert einen guten Hinweis auf die Höhe der Schneegrenze bei NW-Exposition während des Egesen-Maximalstandes.

Die Vergletscherungen des **kleinen Kars nördlich und jenes nordöstlich der Molterfeldspitze** hingen zumindest während der älteren und größeren Egesen-Stände zusammen. Eine sehr scharf gezeichnete etwa 25 m hohe End- und Seitenmoränenablagerung mit akzentuiertem Wall, setzt im Kar nördlich der Molterfeldspitze in 2.055 m an. Im östlich anschließenden großen Kar belegt die etwa 100 m hohe Moränenbastion einerseits, dass der schuttbedeckte Gletscher maximal bis etwa 1.915 m hinab vorgestoßen war. Andererseits ist auch hier eine nicht näher auflösbare Mehrphasigkeit der Ablagerung ersichtlich, die letztlich auch ihren Niederschlag in der – bezogen auf die Kargröße – unglaublich großen Sedimentmenge gefunden hat. In diesem Kar gibt es noch eine Endmoräne, die eine Gletscherausdehnung etwa halb so groß wie jene der Maximalausdehnung dokumentiert. Weiters befindet sich innerhalb der Maximalausdehnung eine kleine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 2.050 m, die vermutlich eine Bildung einer späteren Egesenphase ist.

Im **Kar nördlich der Schneegrubenspitze** (2.237 m) ist in ca. 1.790 m an der orografisch linken Talseite des im Kar entspringenden Baches der Ansatz einer bogenförmigen Endmoränenablagerung zu finden. Diese zeichnet sehr schön eine bis 1.690 m hinabziehende Gletscherzunge im **Gschnitz-Stadial** nach. Die **Egesen**-zeitlichen Ab-

lagerungen bestehen aus einer Blockgletscherablagerung (mit Unterkante in 1.919 m), die sich offensichtlich aus einer unmittelbar hangaufwärts gelegenen Moränenbastion eines schuttbedeckten Gletschers entwickelt hat. Letztere besteht wiederum aus zwei hintereinander gestaffelten Wällen, die +/- quer in E-W-Richtung über dieses kleine Kar verlaufen. Nimmt man den höchsten Ansatz der Endmoräne mit ca. 2.030 m, so hat man einen Hinweis auf die Schneegrenze im Egesen-Stadial, wobei hier sicherlich spezielle, topografisch begünstigte klimatische Bedingungen vorlagen und noch heute vorliegen. Darauf weist auch schon der Name Schneegrubenspitze hin.

Diese speziellen Bedingungen sind auch beim benachbarten Kar **NE der Schneegrubenspitze** (2.237 m) zu berücksichtigen. Ein Erosionsrest einer Seitenmoränenablagerung mit abgerundetem Kamm, etwa 700 m SE der Trattenbachalm (1.432 m), belegt ein **Gletscherende aus dem Gschnitz-Stadial** in ca. 1.500 m.

Ein bis etwa 1.800 m reichender, max. 10 m hoher Wall, der einen Lobus nachzeichnet, sowie zwei weitere darin vorkommende Wälle etwa 150 m SE der Schneebergalm (1.780 m), werfen die Frage ihrer Genese auf, zumal es sich hier um eine Fließform im Sinne einer Blockgletscherablagerung oder auch um Endmoränenablagerungen handeln könnte. Da hier nur glazigen geformtes Material in Diamikten vorkommt, werden die teils frischen, teils verwaschenen Wallformen als Dokumente der **Egesen-Vergletscherung** angesehen. Südlich davon liegt eine eindeutige Ablagerung eines Blockgletschers (Untergrenze in etwa 1.835 m) vor, der sich aus Schutthalde entwickelte. Das Bild der durch multiple Gletscherhalte geprägten Egesen-Vergletscherung komplettieren zwei separierte Endmoränenablagerungen im westlichen und östlichen Karbereich. Der Ansatz einer Seitenmoräne im westlichen Karabschnitt belegt mit etwa 2.000 m eine Mindesthöhe für die korrespondierende Schneegrenze.

#### **Nordflanke des Schwaigberghorns (1.990 m) und des Feldalphorns (1.923 m)**

Im **Kar nördlich des Schwaigberghorns** sind „Im Kessel“ um 1.750 m unbedeutende, 2–3 m hohe, abgerundete Wälle zu finden, die aus locker gelagerten matrixgestützten Diamikten mit sandiger Matrix und angularen bis subangularen Geschieben bestehen. Angesichts der bis auf 1.600 m hinaufreichenden Eisrandablagerungen, der Morphologie der Wälle und dem Fehlen weiterer Hinweise auf Gletscherhalte unterhalb von „Im Kessel“ werden die beschriebenen Endmoränenablagerungen dem **Gschnitz-Stadial** zugeordnet. Eindeutige Blockgletscherablagerungen mit Untergrenze in 1.835 m, deren Hinterland durch Schutthalde charakterisiert ist, sind dagegen vermutlich Bildungen des Egesen-Stadials.

Die **karförmige Nische auf der Nordseite des Feldalphorns**, deren Struktur dem Kar des Schwaigberghorns gleicht, ist frei von jeglichen glazialen Spuren und weist nur auf das Wirken von Massenbewegungen hin. Insofern ist die Bezeichnung „Kar“ für diese Hohlform erst nach der nächsten Vergletscherung korrekt.



## Windautal (Würm-Spätglazial)

### Steinbergstein (2.215 m) – Ramkarkopf (2.062 m)

Von der Hohen Salve aus betrachtet, ist der Steinbergstein innerhalb der näheren Kitzbüheler Alpen ein – aufgrund seiner ungewöhnlich schroffen Erscheinung und der nord-exponierten Felswand – wirklich herausragender Gipfel, sodass die Verdopplung im Namen durchaus nachvollziehbar ist. Im Vorfeld der Steilwand prägen Murschutfächer die Szene. Der wesentliche Ansatzpunkt für die Gliederung sind die im Steinberggraben an der orografisch rechten Seite von 1.300 m aufwärts vorkommenden Sedimentkörper. Aufschlüsse (z.B. R: 288696, H: 5247942) zeigen locker gelagerte Delta-Foresets (GSp) mit einer Schichtung von 070/25 und graue geschichtete Diamikte (Dms) mit überwiegend kantengerundetem, aber seltener auch angerundetem Lokalmaterial. Gelegentlich sind auch massige graue Silte (Fm) dabei. Es handelt sich hier eindeutig um eine gegen Osten geschüttete Eisrandablagerung aus der Eiszerfallsphase, wobei die durch Erosion herausgebildete wallförmige Morphologie – so wie bei Ranach im Kalsertal (ÖK 179 Lienz; REITNER et al., 2016) – eine Endmoränensituation vortäuscht. Diese Eisrandablagerung zieht im Liegenden der Murschutfächer noch bis etwa 200 m NE der Niederkaralm (1.446 m) talaufwärts.

Im nördlichen Teil des oberen Einzugsgebietes des Steinberggrabens, so westlich der Oberen Lärchenbergalm, liegt eine Grundmoränenfläche ohne Hinweise auf einen spätglazialen Gletscherhalt vor. Nur 150 m SE der Kote 1.904 m ist eine spätglaziale Bildung in Form einer Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.905 m zu finden. Nördlich des Ramkarkopfes liegt eine schwieriger zu lösende Situation vor: Etwa 300 m ENE des Gipfels lässt sich eine eindeutige Blockgletscherablagerung mit Unterkante in ca. 1.915 m kartieren. Etwa 150 m NE des Ramkarkopfes kommen zwei ineinander geschachtelte, bogenförmige, scharf gezeichnete Wälle vor, die aus zum Teil korngestützten angularen Blöcken (IBoSCc) bestehen und in 1.980 m (im Westen) bzw. 1.970 m (im Osten) ansetzen. Der Verlauf und die Morphologie, sowie der innere, von den Wällen umschlossene flache Bereich, zeigen keine Ähnlichkeit mit jenen von Blockgletscherablagerungen. Somit handelt es sich hierbei um die Endmoränenablagerung eines sehr kleinen Gletschers, der nur über Winddrift von Westen und Schuttbedeckung überhaupt existieren konnte. Demgegenüber ist der Wall unterhalb des Gipfels in 2.000 m der Ausdruck eines antithetischen Bruchs durch Hangtektonik. Derartige Massenbewegungsstrukturen, die an der Westseite des Ramkarkopfes häufiger auftreten, sind im Kontext mit der großen tiefgründigen Hangdeformation der Hoheggalm (1.409 m) an der Ostflanke des Kurzen Grundes (Kelchsautal; DIPPENAAR, 2018) zu sehen.

Liegen in der Mulde nördlich des Ramkarkopfes nur spärliche glaziogene Sedimente aus dem Spätglazial vor, so ändert sich das Bild weiter südlich in dem durch eine schroffe Felswand begrenzten Kar des Steinbergsteins deutlich. So ist hier ein gut erhaltener Endmoränenbogen kartierbar, der im Westen in ca. 1.980 m ansetzt, sich auf weiten Strecken an die Südflanke des Ramkarkopfes anschmiegt und dessen tiefster Kammabschnitt in etwa 1.840 m liegt. Diese bis zu 30 m hohe Ablagerung ist das Resultat von zumindest drei Halteständen, wie die Morphologie dieser

Moränenbastion mit kleinen akzentuierten Wällen im tieferen Abschnitt zeigt. Letztlich liegt hier der Stand eines Paläogletschers vor, dessen Größe wiederum nur mit einer Nahrung über Schneedrift aus dem Westen und damit einhergehendem Lawineneintrag sowie starker Schuttbedeckung infolge der steilen Karrückwand erklärbar ist. Der einzige Anhaltspunkt für die chronologische Klassifikation auf Basis von spätglazialen Sequenzen ist hier nur mit den zuvor erwähnten Eisrandsedimenten gegeben. Aus der Morphologie und dem großräumigen Zusammenhang, insbesondere der Absenkung der unzweifelhaften Egesen-zeitlichen Vergletscherung gegen Norden, ist hier wie auch nördlich des Ramkarkopfes eine Einstufung der Ablagerungen und Formen in das **Egesen-Stadial** am plausibelsten. Das Fehlen von Gschnitz-Ablagerungen ist mit dem steilen Gelände inklusive Felsstufen westlich bzw. südwestlich der Niederkaralm (1.446 m) sowie dem offensichtlichen starken Massenabtrag (siehe Murschutfächer) zwanglos zu erklären.

Das steile Relief und die dementsprechende Ausräumung haben das Kar unmittelbar NE des Steinbergsteins geprägt, sodass keine glaziogenen Ablagerungen erkenntlich sind. Demgegenüber liegt im kleinen Kar ENE des Steinbergsteins eine Endmoränenablagerung (R: 288493, H: 5247074) mit höchstem Ansatz der Seitenmoräne in etwa 1.820 m vor. Dieser bis zu 10 m mächtige Wall besteht im tieferen Abschnitt aus matrixgestütztem Diamikt und an der Oberfläche aus kantigen großen Blöcken in korngestützter Lagerung (LBoSCc), eine Abfolge, die typisch für Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern ist. Aus der Gesamtsituation dürfte es sich hierbei um eine Ablagerung aus dem **Gschnitz-Stadial** handeln, die durch einen jüngeren, das Kar von SW nach NE querenden, antithetischen Bruch (Massenbewegung) zerschnitten wird.

Während der Südwestabhang bis östlich der Trattenbachalm von tiefgreifenden Massenbewegungen geprägt ist und keine Spuren von spätglazialen Kargletschern erkennen lässt, weist die Südost- bis Ostflanke ein durchaus reichliches Inventar an spätglazialen Sedimenten und Formen auf. So umgrenzt im gegen Südost exponierten Kar eine grobblockige Endmoränenablagerung mit Ansatz in 1.980 m eine Blockgletscherablagerung. Aufgrund der Exposition liegt hier am ehesten ein glaziogener Sedimentkörper eines Gschnitz-Gletschers vor, in dessen ehemaligen Zungenbereich ein (?Egesen-zeitlicher) Blockgletscher vorstieß. Weitere Blockgletscher konnten sich wahrscheinlich in derselben Phase weiter südöstlich, nördlich und nordöstlich aus kleinen Schutthalden entwickeln. Untergeordnet wurde dabei auch zuvor glaziogen transportiertes Material inkorporiert.

Deutlich komplizierter zu interpretieren ist der Bereich westlich bzw. südwestlich der Lagfeldental (1.668 m). Das weitflächige Almareal wird von Grundmoränenablagerung geprägt, die großräumig auch im Nordosten bis zur Brunnachalm zu verfolgen ist. In dem teils von Latschen bedeckten Gebiet 400 m SW der Lagfeldental ist zuerst im Laserscan, aber schließlich auch bei genauer Betrachtung im Gelände, eine auffallende morphologische wallförmige Struktur mit abgerundeten Kamm ersichtlich. Diese verläuft in einen gegen SE vorgewölbten Bogen, der in 1.890 m einsetzt. Nach dem Material zu urteilen, handelt es sich um eine Endmoränenablagerung, wobei das Einzugsgebiet keineswegs an ein Kar erinnert. Obwohl der

darunterliegende Hang von Massenbewegungsstrukturen wie Antitheter, sowie im tiefsten Bereich um 1.400 m durch den Abriss einer Rotationsgleitung gekennzeichnet ist, lässt sich die Form und Ausprägung nicht mit durchgepausten Massenbewegungsstrukturen, sondern nur mit einem Gletscher aus dem **Gschnitz-Stadial** erklären.

### **Gebiet NE des Kröndlbergs mit der Rotwand-Grundalm**

Ehe auf die Hinterlassenschaft der spätglazialen Vergletscherung eingegangen wird, sind hier ein paar Ausführungen zu den topografischen Bedingungen wie auch zur LGM-Situation angebracht: Der zentrale Bereich des genannten Geländes, nämlich das weitgespannte Kar, wird umrandet vom Mitterkopf (2.306 m) im Süden und vom Kamm zwischen Kröndlberg (2.440 m) und Molterfeldspitze (2.248 m) im Westen. Der höchste Karboden, in den der Reinkarsee (2.194 m) eingebettet ist, liegt mit seiner Lage zwischen 2.200 und 2.300 m sehr hoch für diesen Teil der Kitzbüheler Alpen. Er hat aber den Nachteil, dass er nicht nur gegen Osten, sondern zu einem großen Teil auch gegen Süden exponiert ist. Die Öffnung gegen Süden ist am tieferen Karboden durch den Mitterkopf (2.306 m) ein wenig abgemildert. Allerdings liegt dieser Bereich um 100 m tiefer, ehe dann im Osten der Steilabfall zur Rotwand-Grundalm (1.597 m) einsetzt. Zudem fällt massiv auf, dass es im Karbereich fast keine Hangschutthalden gibt, dies im Gegensatz zu den west- bis nordwestexponierten Karen des Kröndlbergs oder der Molterfeldspitze (s.o.), deren Karrückwände allerdings auch mindestens 100 m höher sind.

Östlich des Kammes Mitterkopf (2.306 m) bis Kote 2.229 m gehört der überschlossene Bereich mit Freimöserkopf (2.005 m) und dem Grünkogel (1.963 m) zum Transflussbereich der Filzenscharte (1.636 m). Hier gab es während des LGM einen massiven Eisübertritt aus dem Salzachtal-Einzugsgebiet in das Windautal. Von dieser überwiegend felsigen Landschaft mit nur untergeordneten Grundmoränenflächen setzt sich der eindrucksvolle, von weitem erkennbare, z.T. mehr als 20 m hohe Seitenmoränenwall der **Rotwand-Grundalm (1.597 m)** ab. Dieser Wall markiert den ersten spätglazialen Haltestand eines Gletschers unmittelbar im Windautal. Die Endlage des Paläogletschers ist 400 m NE der Almhütte durch einen Wall aus korngestützten Blöcken (R: 288730, H: 5243608) dokumentiert, der bis etwa 1.420 m hinabreicht. Aus der Sequenz heraus (s.o.) sind die Endmoränenreste als eine Ablagerung eines Lokalgletschers aus dem Kar des Reinkarsees während des **Gschnitz-Stadials** zu klassifizieren. Dies wurde auch durch bisher nicht publizierte <sup>10</sup>Be-Expositionsaltersdatierungen (Olivia Steinemann, ETH Zürich) bestätigt. Die Paläogletschergeometrie ist ansonsten leider nicht gut rekonstruierbar. Allerdings ist ein Zufluss aus dem Bereich östlich der Molterfeldspitze aufgrund der dortigen Höhenlage auszuschließen. Die gegen NNE bis E streichenden *Flutes* im Bereich des tieferen Karbodens zwischen Mitterkopf und Unterstandshütte sind vermutlich subglaziale Bildungen aus dieser Zeit. Bei den Rundhöckern ist zumindest von einer teilweisen Anlage im LGM auszugehen. In dieser subglazial geprägten Landschaft sind südlich und nördlich des kleinen Sees 300 m östlich des Reinkarsees (2.194 m) zwei kleine akzentuierte Seitenmoränenwälle zu finden. Diese belegen einen kleinen Kargletscher, der gerade noch über die Karschwelle ge-

flossen ist und in etwa 2.080 m sein Ende hatte. Dieser vergleichsweise mickrige Rest der **Egesen-Vergletscherung**, wie auch die geringe Gletschergröße überraschen auf den ersten Blick. Allerdings ist dieser Befund mit den naturräumlichen Bedingungen (s.o.) hinsichtlich ungünstiger Südexposition und unergiebigere Schuttproduktion von den umgebenden Felswänden, die hier keine schützende „Haut“ für den Paläogletscher produzierten, zu erklären.

### **Miesenbachalm – Neualm – Speikkogel-Nordseite**

Der Kamm Steinkogel (2.299 m) – Speikkogel (2.232 m) war während des LGM an der West- wie auch an der Ostflanke eisumflossen, wovon der subglazial abgeschliffene Kambereich südöstlich des Gamskogels (2.206 m) und, ganz besonders, das Areal um die Geige (2.084 m) zeugen. Ausgedehnte Areale im breiten Talraum südlich der Miesenbachalm mit Grundmoränenablagerung, die zum Teil etwa S–N orientierte subglaziale Wälle aufweisen, sind Belege aus dem LGM.

Talaufwärts liegt bei der Neualm in etwa 1.920 m der erste bogenförmige, sehr grobblockreiche Endmoränenkörper vor, der teilweise ein kleines Moor umschließt. Darüber, d.h. gegen Süden, folgt eine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.925 m, die sich klassisch aus einer Schutthalde im Kar unterhalb der Nordseite des Speikkogels (2.232 m) entwickelt hat. Das höchstgelegene Endmoränenvorkommen liegt im kleinen Kar NW des Speikkogels: die sehr kleinen, 2–3 m hohen Wälle in etwa 2.100 m bestehen aus Diamikten. Betrachtet man die Sequenz und berücksichtigt, dass nur wenige potenzielle Akkumulationsflächen gegen Süden abgeschattet sind (nämlich nur jene direkt unterhalb des Speikkogels), dann ist das Endmoränenvorkommen bei der Neualm als Bildung aus dem **Gschnitz-Stadial** und das höchstgelegene als Beleg aus dem **Egesen-Stadial** zu betrachten. Letztere Phase dürfte auch der Bildungszeitraum für die markante Blockgletscherablagerung (mit Untergrenze in ca. 2.050 m) südöstlich des Gamskogels (2.206 m) sein.

### **Miesfangalm – Brechhorn – Feldbergalm**

Die Westflanke des Windautales zwischen Miesenbachalm im Süden und Hintenkarscharte im Norden weist keine Belege für spätglaziale Vergletscherung auf. Zum einen fehlen deutliche Kare als Akkumulationsflächen für Paläogletscher und zum anderen sind nördlich des Gerstinger Tretls selbst die Kambereiche stark von Massenbewegungen geprägt.

Vereinzelte findet man größere Flächen von Grundmoränenablagerung vor, wie zum Beispiel bei der Nische nördlich Hintenkarscharte (1.829 m). Dort zieht die LGM-Grundmoränenbedeckung sogar bis zum Kamm in etwa 1.900 m hinauf, ohne jegliches Anzeichen für eine ehemalige Präsenz spätglazialer Gletscher. Eine Ausnahme bildet der Seitenmoränenrest etwa 150 m NNW der Miesfangalm (1.657 m), der an der Forststraße in 1.630 m angeschnitten vorliegt. Dort ist ein locker gelagerter, matrixgestützter Diamikt mit dominanten Metatuff-Geschieben (angular bis subangular) aufgeschlossen. Somit handelt es sich um eine Ablagerung eines westexponierten Paläogletschers mit einem Einzugsgebiet in der jetzt durch Massenbewegungen geprägten Nische etwa 600 m SSW des Brechhorns (2.032 m). Die Höhenlage spricht hier für **Gschnitz-Stadial**

als Bildungszeitraum. Damit ist auch schon das nördlichste spätglaziale Vorkommen einer End- bis Seitenmoräne an der Ostflanke des Windautales beschrieben.

Selbst unmittelbar unterhalb des Brechhorns (2.032 m) sind keine glazialen Formen erhalten. Einzig eine Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in fast 1.800 m auf der NNW-Flanke dieses Gipfels, die sich aus einer Schutthalde entwickelte, setzt sich von den Grundmoränenarealen bei der Feldbergalm ab.

### Oberstes Einzugsgebiet des Brixenbaches (Würm-Spätglazial)

Mehrere Zehnermeter mächtige Eisrandsedimentkörper, die zum Teil schön gegen N bis NW geschüttete Delta-Foresets wie auch zum Teil *slumping*-Strukturen aufweisen, sind der Beleg für eine Akkumulation in einer Nische am Rand eines mächtigeren, abschmelzenden Eiskörpers im E-W streichenden Teil des oberen Brixentals. Diese Belege aus der **Eiszerfallsphase** sind bis hinauf auf etwa 1.400 m, selbst im Liegenden der ausgedehnten Murfächerablagerungen östlich der Talkaser-Niederalm, zu finden. In dieser Kartierung wurden damit eine Reihe von zuvor von HEINISCH (2000) aufgenommenen Moränenablagerungen dementsprechend uminterpretiert. Somit liegt auch eine genetische und zeitliche Verknüpfung mit den schon in REITNER (2005) dokumentierten Sedimentkörpern aus der Eiszerfallsphase beim Talausgang in der Umgebung von Winkl vor.

Oberhalb dieser mächtigen Vorkommen von Eisrandablagerungen ist im Einzugsgebiet des Brixenbaches nur mehr eine Gruppe von Endmoränenablagerungen zu finden, die hier – schon vorweg – aufgrund der Position in der Spätglazial-Sequenz, der morphologischen Charakteristik und der Höhenlage als Belege der Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** klassifiziert werden. Die Beispiele werden von Westen gegen Osten erläutert:

An der Nordflanke des Nachtsöllberges befindet sich ein etwa 350 m langer, im Schnitt 5 m hoher Wall aus diamiktischem, matrixgestütztem Material mit eckigen bis kantengerundeten Quarzporphyren. Der höchste Ansatzpunkt der Seitenmoräne liegt in 1.720 m, womit ein Anhaltspunkt für die Schneegrenze dieses kleinen schuttbedeckten Paläogletschers gegeben ist.

Unterhalb der felsigen Nordostflanke des Fleidings (1.892 m) befindet sich eine kleine Nische von 300 m Breite, die offensichtlich ausreichend groß für die Entwicklung eines Gletschers war. So ist der linksseitige, d.h. nordwestliche, 5–8 m hohe Seiten- und Endmoränenbogen mit abgerundetem Kamm, vom Ansatz in 1.730 m bis zur tiefsten Paläogletscherposition in ca. 1.600 m erhalten. Aufschlüsse darin zeigen sandigen matrixgestützten Diamikt (Dm, SSC) mit sehr eckigen bis kantengerundeten Quarzporphyrklasten. Die Höhenlage der Schneegrenze basiert auf dem höchsten Ansatz der Seitenmoräne (MELM) in etwa 1.730 m.

Auch auf der unspektakulären Nordseite des Gampenkogels (1.957 m) gab es im obersten Einzugsgebiet des Schranbaches im Gschnitz-Stadial einen kleinen Gletscher, der bis etwa 1.590 m hinabreichte und dessen ehemaliger Zungenbereich überwiegend von Hangschutt hinterfüllt vorliegt.

### Spertental (Würm-Hoch- bis Würm-Spätglazial)

Die (sub-)glaziale Prägung des Spertentales ist aufgrund der vielen tiefgreifenden Massenbewegungen wie am Gaisberg und am Usterberg (REITNER, 2005; GRUBER et al., 2020) nicht so leicht erkennbar. Eine kartenmäßige Darstellung sowie eine, im Vergleich zum Kitzbüheler und Hopfgartner Raum, eher kurze Beschreibung der Sedimentvorkommen an den tiefer gelegenen Talflanken wurde schon in REITNER (2005) präsentiert.

Im Hinblick auf das Verständnis des LGM ist der Hinweis auf das Stangenjoch (1.713 m), das Schöntaljoch (2.008 m) und die Geigenscharte (2.028 m) als tiefste Übergänge zum südlich gelegenen Salzachtal wichtig. Diese subglazial überprägten LGM-Transfluenzspässe ermöglichten den Eisübertritt von Salzachgletschereis (allerdings nicht Zentralgneis führendes Tauerneris) in das Spertental. Der Großteil der Grundmoränenbedeckung an den Flanken des Spertentales stammt aus der Phase der letzten Großvergletscherung. So sind große Areale mit diesem subglazialen Sediment an der orografisch linken Seite zwischen Himmeltalbach und Kirchberg in Tirol zu finden. Dabei variiert die Matrixfarbe der überkonsolidierten, massiven und matrixgestützten Diamikte (Dmm) zwischen grau und rot, in Abhängigkeit davon, ob graue Meta-Sedimente der Grauwackenzone oder rote Sandsteine des „Permoskyth“ im Untergrund vorlagen. In Bereichen, wo Massenbewegungen zur Zerreißung bzw. Zerlegung der ursprünglich noch größeren Bedeckung mit Grundmoränenablagerungen geführt haben, wurde in der Karte „Moränenstreu“ dargestellt.

An dieser Stelle sei auch nochmal darauf hingewiesen, dass es nur ein winziges Vorkommen von Sedimenten der LGM-Vorstößphase mit LGM-Grundmoränenablagerung am Top im Graben beim Gehöft Krin zwischen 1.040 und 1.080 m gibt, das in REITNER (2005: 72f.) beschrieben ist.

Im Bereich südwestlich des Himmeltalbaches (orografisch rechte Spertentalseite) zwischen Kälberwaldalm (in ca. 1.400 m) und der Skistation in 1.366 m ist in einem ausnahmsweise nicht durch Massenbewegungen geprägten Areal ein Set von mindestens vier mäandrierenden, teilweise verzweigten Rinnen ersichtlich. Diese Erosionsstrukturen zeigen prinzipiell einen Abfluss von Süden gegen Norden an. Die Länge schwankt zwischen 300 und 600 m, und die Breite liegt überwiegend bei maximal 20 m. Der Untergrund ist zum Teil Fels oder Diamikt (Grundmoränenablagerung). Nördlich der Kälberwaldalm grenzt daran ein kleines Vorkommen von Eisrandablagerung, bestehend aus Kies-Sand-Gemisch mit sehr angularen bis subangularen (lokalen) Metabasit-Klasten. Hier, wie auch im Umfeld der Rinnen, fehlen Hinweise auf perfekt gerolltes Material, wie man es sich bei Schmelzwassersedimenten erwarten könnte (s.o. Stockeben). Trotzdem halte ich die Strukturen mit ihrer ausgesprochenen Sinuosität für subglaziale bis randglaziale Schmelzwasserrinnen, die vermutlich „Schnappschüsse“ der Drainage an der Gletscherbasis am Beginn der Eiszerfallsphase dokumentieren. Die jetzt verfügbaren Laserscanbilder zeigen, dass solche Erosionsstrukturen in den Bereichen ohne Massenbewegungen häufiger sind, so wie in dem Grundmoränenareal im Brixental NE von Lauterbach, unterhalb von Tanzen und bei Griesberg.

Die Eisrandsedimente nördlich von Aschau, wie z.B. bei der Inneren Kleinseite, wurden schon in REITNER (2005) beschrieben. Neue Aufschlüsse lassen zuvor getroffene Beschreibungen und Interpretationen buchstäblich „alt“ im Sinne von falsch aussehen. So erbrachte der Wegebau im Fußbereich des Gaisberges in der Kehre in ca. 1.020 m einen fulminanten Aufschluss von verhältnismäßig flachliegenden, kataklasierten Karbonaten, ohne, dass hier ein Hinweis auf die Verzahnung einer Gaisberg-Massenbewegungsscholle mit Eisrandsedimenten erkennbar ist. Überhaupt wird die Frage, wie groß der Anteil von Massenbewegungsprozessen an der aktuellen geologischen Situation auf der Gaisberg-Ostseite im Verhältnis zur tektonischen Ausgangssituation ist, gegenwärtig innerhalb des Kartierungsteams der Geologischen Bundesanstalt noch intensiv diskutiert. Diesbezüglich sei auf die detaillierten Ausführungen von GRUBER et al. (2020) verwiesen.

Im Hinblick auf die weitere Diskussion, insbesondere zum Befund am Talausgang der Schönbachalm, ist es nötig, kurz auf die schon in REITNER (2005) beschriebene Gletscheroszillation in der Eiszerfallsphase am Ausgang des Kienzingbaches hinzuweisen. Dort überlagern in etwa 1.100 m Ablagerungen eines Kienzingbachgletschers, bestehend aus auch morphologisch erkennbarer Seitenmoräne sowie überkonsolidierter Grundmoränenablagerung, an der Basis Silte und Sande, die wiederum auf einem subglazialen Sediment aus dem LGM liegen.

Die zementierten Kiese im Unteren Grund unterhalb des aus Karbonat aufgebauten Falkensteins wurden immer wieder als ältere prä-LGM „Konglomerate“ (NICKLAS, 1936) betrachtet. Die dortigen Deltaablagerungen sind allerdings nur die südliche Fortsetzung des großen Eisrandkörpers aus der Eiszerfallsphase, der südlich von Aschau den Nordfuß der Spießnägels umkränzt. Unterhalb des Falkensteins sieht man grob gebankte Delta-Foresets mit matrix- bis korngestützten geschichteten Diamikten.

### **Gampenkogel – Gaisberg**

Im obersten Einzugsgebiet des Kienzingbaches befindet sich das morphologisch am besten ausgebildete Kar des Spertentales, das auch schon von RINALDINI (1923) beschrieben wurde. Dieses Kar an der Ostseite des aus Quarzporphyr aufgebauten **Gampenkogels** (1.957 m) wird von einem prächtigen Endmoränenwall mit einer Stirnhöhe von mehr als 20 m eindrucksvoll abgeschlossen. Die genetische Interpretation schwankte seit der Erstbegehung im Jahr 2000 aufgrund der Hinterfüllung mit Hangschutt und dem dadurch bedingten rampenartigen Aussehen des ganzen Gebildes zwischen Blockgletscherablagerung (in REITNER, 2005) und Endmoränenablagerung. An der Außenseite des Walls kommen bis 5 m unter dem mit groben angularen Blöcken bedeckten Kamm graue, matrixgestützte Diamikte (Dm) mit überwiegend subangularen Klasten vor. Da gerade die Kantenrundung nur mit einer gewissen subglazialen Bearbeitung erklärbar ist, halte ich nur letztere Erklärung für plausibel. Dieser Aufbau des Moränenwalls mit matrixgestützten Diamikten im tieferen Abschnitt, die ehemals sub- bis englazial transportiertes Material repräsentieren, und mit korngestützten angularen, ausschließlich ehemals supraglazial transportierten Blöcken im Topbereich entspricht genau den Ablagerungen, die man prozessbedingt bei schuttbedeckten Gletschern erwarten darf. Zudem entspricht das auch dem Bild, das

ich von schuttbedeckten Gletschern und deren Ablagerungen bei umfangreichen Kartierungen in den Hohen Tauern und deren Umfeld im Bereich der holozänen wie auch spätglazialen Vergletscherung gewonnen habe. Da die Seitenmoränenansätze perfekt erhalten sind, liefern – im Sinne der Methode Lichtenecker (MELM) – deren Höhen im Süden (in ca. 1.790 m) und im Norden (in ca. 1.750 m) valide Anhaltspunkte für die Schneegrenze im Gschnitz-Stadial. Gerade beim Gampenkogel und seiner Karentwicklung ist der offensichtliche Einfluss von dominanten Westwetterlagen mit Schneeakkumulation in Leelagen und Windverfrachtung in Zeiten der Vergletscherung ersichtlich.

Der Vollständigkeit halber sei noch darauf hingewiesen, dass auf der Innenseite der Endmoränenablagerung beim Gampenkogel eine sehr kleine Blockgletscherablagerung vorliegt, die sich aus dem Schuttfeld unterhalb des Gipfels entwickeln konnte. Im Vorfeld der Endmoräne aus dem Gschnitz-Stadial dominieren von Grundmoränen bedeckte Flächen.

Die Daten zur Gschnitz-Schneegrenze beim Gampenkogel erhalten auch darüber eine gewisse Relevanz, wenn man den benachbarten **Gaisberg** (1.749 m) und seine für Schneeakkumulation durchaus geeignete Ostseite betrachtet. Die geeigneten Flächen in 1.600 m waren offensichtlich zu niedrig für die Entwicklung einer Lokalvergletscherung im Gschnitz-Stadial. Die dortige Grundmoränenbedeckung sowie die erratischen Blöcke (Zentralgneis, Quarzphyllit) sind nur mit dem überfließenden Eis im LGM erklärbar.

### **Kreuzjoch – Brechhorn Südflanke**

Auch an der Ostflanke des Schledererkopfs (1.802 m) waren die topografischen Bedingungen, so wie beim Gaisberg, für eine Eigenvergletscherung im Gschnitz-Stadial ungeeignet. Allerdings liegt hier etwa 400 m östlich des Kreuzjochs (1.619 m) zwischen 1.570 und 1.540 m ein E-W streichender Wall vor, den man auf den ersten Blick für eine Endmoränenablagerung halten könnte. Dieser besteht aus grauem, massivem, matrixgestütztem Diamikt (Dmm) mit siltig-sandiger Matrix. Das Klastenspektrum aus eckigen bis angerundeten Metasedimenten, Metabasiten und Quarzporphyr entspricht jenem der überkonsolidierten Grundmoränenablagerung unmittelbar östlich des Kreuzjochs. Dieser Rücken wird daher als subglazialer Wall interpretiert, der eine lokale LGM-Eistransfluenz aus dem Windautal via Kreuzjoch in das Spertental nachzeichnet.

Der Bereich südlich bis südwestlich des subglazialen Walls ist durch einen Bereich eines tiefgreifenden Fließens im mit Grundmoränenablagerung bedeckten Fels gekennzeichnet, der das Westende der Wallform überprägt hat. Am Ostrand dieser Massenbewegung und damit unmittelbar nordöstlich des Schledererkopfes führte die zunehmende Felszerlegung zur Entwicklung einer eigenständigen Fließmasse, die im Fußbereich aus Diamikten mit eckigen Metasediment-Geschieben besteht. Da dieser Fließkörper wiederum im Stirnbereich anerodiert und darüber auch Wallformen generiert wurden, entsteht hier anfänglich auch eine Verwechslungsgefahr mit Lokalgletscherablagerungen. Derartige Fließmassen, bestehend aus diamiktischem Material, sind in unzweifelhafter Form dann auch bei der Hagleralm (1.495 m) zu finden.

Im Vorfeld der Nische an der Brechhorn-Südflanke befinden sich etwa 300 m WNW der Wirts-Hochalm (1.688 m) gestaffelte Endmoränen. Der zugehörige Paläogletscher aus dem **Gschnitz-Stadial** hat sein Zungenende in 1.770 m gehabt. Diese, für Südexposition doch tiefe Lage ist sicher auch über die vergleichsweise hohe, über 1.900 m hinaufreichende Umrahmung im Süden und die damit gegebene Abschattung erklärbar.

### Floch bis Gamsbeil Ost

Der Doppelgrat beim Kamm des Flochs (2.057 m) und die daran anschließende Massenbewegung an der Ostflanke hat alle Spuren von spätglazialen Moränen, so sie denn da waren, verwischt. Selbst das von Massenbewegungen unbehelligte Kar südöstlich des Floch-Gipfels weist nur spärliche Grundmoränenablagerung auf. Anhaltspunkte für Paläogletscherrekonstruktionen fehlen auch im Hintenkar. Einzig im kleinen Kar etwa 350 m **NE des Gerstinger Joch** (2.035 m) ist ein zweiphasiger **Gschnitz-Stadial** mit zwei am Kamm stark abgerundeten Wällen ersichtlich. Der kleine Gletscher reichte bis etwa 1.850 m hinab. Ein derartiger kleiner Gletscher bestand auch unmittelbar **nördlich des Gerstinger Jochs** belegt durch einen kleinen Wallrest im Vorfeld einer Blockgletscherablagerung. Auf der Nordseite des Tanzkogels (2.097 m) befindet sich eine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.920 m, die vermuten lässt, dass eventuell eine zuvor existente Moräne aus dem Gschnitz-Stadial durch den jüngeren periglazialen Prozess aufgearbeitet wurde. Eine weitere Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in 1.860 m liegt NW des Tanzkogels vor.

Im Kar NE des Schwarzkarkogels ist westlich der Stallbach Hochalm nur eine subglaziale Wallform ersichtlich, wogegen auf der SE-Flanke des Schwarzkarkogels eine relativ große Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in 1.775 m liegt. Bei letzterer Ablagerung dominieren korngestützte Blöcke, wobei bei der Hütte (1.814 m) auch matrixgestützter Diamikt mit sogar kantengerundeten Klasten vorkommt, sodass hier wahrscheinlich ebenso ein glazialer Sedimentkörper inkorporiert wurde.

Im Kar an der Ostseite des Gamsbeils (2.169 m) befindet sich ein gut erhaltener etwa 300 m langer Endmoränenkörper mit einem sehr akkuraten Wall, dessen höchster Ansatz in etwa 2.010 m liegt. Da im unmittelbaren Einzugsgebiet keine spätglaziale Moränensequenz vorliegt, kann nur aufgrund der prägnanten Morphologie und der Mindesthöhe der Schneegrenze geschlossen werden, dass es sich hierbei um eine Bildung des **Egesen-Stadials** handelt.

### Großer Rettenstein Westflanke – Steinfeldalm

Im Gegensatz zur Westflanke des Unteren Grunds, die vergleichsweise arm an spätglazialen Formen und Sedimentkörpern ist (s.o.), findet man diese reichlich in der Umgebung des Großen Rettensteins (2.366 m), der als Devonischer Kalkriegel im LGM als Nunataker herausstach.

Lithologisch bedingt ist an der Westflanke des Großen Rettensteins sehr schön eine Trennung zwischen (sub-)glazialen Ablagerungen aus dem LGM, die aus grauen Diamikten mit Metasiltstein und Metabasiten bestehen, und den (hellen) karbonatischen Diamikten, die beispielsweise eine spätglaziale Lokalvergletscherung oder Blockgletscher-

ablagerung am Fuß des Großen Rettensteins anzeigen, vorzunehmen. Eine kleine, aber interessante sedimentäre Abfolge an der rechten Flanke des Grabens SE der Steinfeldalmhütte in etwa 1.740 m zeigt den lithologischen Kontrast allerdings deutlich vor dem Spätglazial: Dort befindet sich im Liegenden der grauen überkonsolidierten LGM-Grundmoränenablagerung, die hier auch Karbonat führt, ein geschichteter matrixgestützter Diamikt (Dms) mit sandiger Matrix und angularen bis subangularen Karbonatklasten und ein ebenso heller matrixgestützter Diamikt, der überwiegend Karbonate, die auch gekritzelt sein können, sowie sehr wenige Metatuffit-Klasten führt. In Summe handelt es sich um eine Situation aus der Zeit vor dem LGM oder der LGM-Vorstoßphase, wo der zuerst beschriebene Diamikt eventuell eine Murenablagerung ist, wogegen der zweite Diamikt eine lokale Moränenablagerung repräsentiert. Derartige kleine Abfolgen sind hier im Bereich der ehemaligen LGM-Transfluenz offensichtlich keine Seltenheit. So ist im selben Graben an der orografisch rechten Seite in 1.893 m (R: 295438, H: 5245310), in einem oberflächlich von karbonatischer Lokalmoräne geprägtem Areal (s.u.), ein grauer massiver Silt bis Feinsand (Fm-Sm) von einer grauen überkonsolidierten Grundmoränenablagerung mit Scherflächen (Dmm(s)) und angularen bis subangularen Schiefer-Klasten überlagert. Das Top der Sequenz bildet dann die nachher zu besprechende Lokalmoräne.

Etwa 350 m östlich der Hütte lässt sich ein Lobus eines kleinen Südwest-exponierten Lokalgletschers rekonstruieren. Der höchste Seitenmoränenansatz befindet sich in etwa 2.000 m. Dieser Lobus gehörte zu einer Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** am Fuße der südöstlichen Flanke des Großen Rettensteins, die bei Nordwestexposition noch in den Graben der Karalm (1.321 m) hineinragte. Letzteres ist auch über einen Endmoränenkörper mit Wallform rekonstruiert, der an der linken Grabenflanke bei 1.910 m beginnend, bis hinab auf ca. 1.780 m verfolgbar ist. Die Kontinuität der beiden Endmoränenkörper, d.h. des SW- und NW-Lobus, würde von einem späteren Blockgletscher durchbrochen, dessen wallförmige Ablagerung mit Untergrenze in 1.820 m das markanteste morphologische Element NE der Steinfeldalm ist. Bei all diesen glazialen wie auch periglazialen Ablagerungen fällt auf, dass die Karbonate verwitterungsbedingt kantengerundet sind und der Boden durch die Karbonatverwitterung rötlich ist.

Das von HEINISCH (2003a) kartierte Kar NNW des Großen Rettensteins und NW der Blaufeldköpfe (2.073 m) weist eine schöne Moränenbastion auf, die in etwa 1.730 m ansetzt und ein Gletscherende in etwa 1.630 m markiert. Im Kontext mit den anderen Vorkommen ist das vermutlich eine Ablagerung aus dem **Gschnitz-Stadial**.

### Großer Rettenstein NE-Flanke – Schöntalalm

Die vielfältigste Abfolge von glazialen Sedimenten in der Umgebung befindet sich im Schöntal, dem Tal mit der Schöntalalm (1.601 m). An der orografisch linken Seite des Schöntalbaches zieht ein mächtiger wallförmiger Sedimentkörper von etwa 1.450 m bis 1.240 m hinab. Am Fußweg von der Hintenbachalm (1.141 m) aufwärts findet man über Festgestein (Metasiltsteinen) einen überkonsolidierten, dunkelgrauen, massiven und matrixgestützten Diamikt (Dmm; *Einheit A*) mit polymiktem Spektrum, dominiert von Metasand- und Siltstein, aber auch mit Glimmerschiefer und einem durchaus merkbaren Anteil von gekritzten, hel-

len und dunklen Karbonaten. Letztere sind sogar angerundet. Darüber folgt ab etwa 1.265 m *Einheit B*, bestehend aus einer Wechsellagerung von laminierten Silten (Fl) und Sanden sowie Deltaablagerungen (GSp) und matrixgestützten, geschichteten Diamikten (Dms). Letztere sind auch gut konsolidiert. Ab etwa 1.290 m folgt dann *Einheit C*, ein beiger matrixgestützter, leicht grabbarer Diamikt (Dm) dominant an Karbonatklasten, wobei eckige Komponenten gegenüber kantengerundeten bis angerundeten vorherrschen. Metasand- und Siltstein tritt deutlich weniger hervor als bei *Einheit A*. Glimmerschiefer sind ebenfalls enthalten. In etwa 1.370 m, wo die Wallform prägnant ist, ist ein grauer matrixgestützter, geschichteter Diamikt (Dms) mit großteils Karbonat-Geschieben (überwiegend eckig aber auch kantengerundet bis angerundet) sowie etwa einem Drittel Phylliten bis Glimmerschiefern anzutreffen. An der Oberfläche liegen große Karbonatblöcke.

Diese Abfolge weist große Ähnlichkeit mit jener beim Ausgang des Daberbachs (Ainet) an der Südwestflanke der Schobergruppe (GK 179 Blatt Lienz) auf (REITNER et al., 2016; REITNER & MENZIES, 2020), mit einer Abfolge von LGM-Grundmoränenablagerung (Isel-Einheit) überlagert von Deltaablagerungen der Eiszerfallsphase (Ainet-Einheit) sowie am Top die Grundmoränenablagerung der Gletscherschwächung in der Eiszerfallsphase (Daber-Einheit). Analog dazu wird hier die *Einheit A* als LGM-Grundmoränenablagerung interpretiert. In der **Eiszerfallsphase** entwickelte sich am Talaustritt ein kleiner See am Rand eines abschmelzenden Eiskörpers im Unteren Grund, in den Deltaablagerungen geschüttet wurden (*Einheit B*). Noch in dieser Phase erfolgte der Vorstoß des noch genährten Lokalgletschers aus dem Schöntal, dessen Endmoränenablagerung (*Einheit C*) das Top der Sequenz bildet. Deren Mächtigkeit von 40 m spiegelt nicht automatisch eine längere Stabilisierung wider. Der hohe Anteil an eckigen Karbonatklasten spricht, analog zur Situation auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2005, 2007), stark für einen schuttbedeckten Lokalgletscher am Fuß des Karbonatstocks des Großen Rettensteins. Die auch heute aktive Schuttproduktion und die weiter unten beschriebenen Felssturzablagerungen unterstützen diese Argumentation.

An diesen Endmoränenkörper aus der Eiszerfallsphase ist ein Sedimentkörper angelagert, der ab 1.530 m aufwärts auch Wallformen aufweist. Dazu gehören auch die Wälle bei der **Schöntalalm (1.601 m)**. Hinsichtlich der Prozessfolge ist es von Bedeutung, dass die Akkumulation dieses jüngeren Körpers erst nach einer zuvor erfolgten fluvialen Erosion in die älteren Ablagerungen aus der Eiszerfallsphase möglich war. Auf der orografisch linken Seite in 1.435 m, damit im sehr distalen nordöstlichsten Teil des Sedimentkörpers, sind graue Diamikte mit dominant sandiger bis siltiger Matrix mit vielen eckigen, aber auch kantengerundeten bis facettierten Klasten vorhanden. Das Komponentenspektrum wird hier wieder von Metasedimenten dominiert, wobei auch helle, rote und dunkle paläozoische Karbonate darin vertreten sind. In Summe handelt es sich bei der Wallgruppe um drei wunderbar ausgebildete Endmoränenwälle, die bei der Schöntalalm ein kleines Becken umschließen. Südlich der Schöntalalm sind in einem 800 m langen Talbereich bis südlich der Hütte Schöntalscherm über eine Höhererstreckung von 1.605 m bis etwa 1.800 m zwei voneinander getrennte kartierbare Cluster aus bis zu mehr als 10 m<sup>3</sup> großen ver-

karsteten Dolomitblöcken zu finden. Da es sich um keinen zusammenhängenden Körper im Sinne einer „post-glazialen“ Bergsturzablagerung handelt, die beiden Bereiche zueinander durch Moränenablagerungen getrennt sind, werden die Areale als supraglazial transportierte Felssturzablagerung vom Großen Rettenstein interpretiert. Entsprechend dem letzten Prozess, der Sedimentation durch das Abschmelzen des Paläogletschers, handelt es sich genetisch betrachtet um eine Ablationsmoränenablagerung.

Das morphologisch nächste prägnante Element ist die grobblockige Blockgletscherablagerung, die sich klassischerweise aus der heute noch aktiven Karbonatschuttalpe unterhalb des Großen Rettensteins entwickelte und eine etwa 40 m hohe Stirn aufweist. Dieser eindeutig durch Paläo-Permafrost bedingte Sedimentkörper hat seine Untergrenze in etwa 1.850 m. Die Interpretation von NICKLAS (1936, 1937) als Moränenkörper des „Gschnitz II“ ist genetisch falsch und auch chronologisch (s.u.) nicht zu halten. Zwischen dem höchsten Vorkommen der Ablationsmoränenablagerung und der Blockgletscherablagerung liegt ein von letzterer klar abtrennbarer, grobblockiger Felssturzkörper (mit Zentrum etwa 500 m westlich des Rettensteinjochs) mit drei parallelen SW-NE orientierten Längswällen. Diese zeigen zusammen mit den Karbonatblöcken die Herkunft der gravitativen Ablagerung aus der Nische nordöstlich des Großen Rettensteins an. Da der markante Stirnwall der Blockgletscherablagerung eindeutig diskordant auf der Felssturzablagerung ausgebildet ist, muss das Felssturzereignis vor der Bildung des Blockgletschers erfolgt sein, bzw. der proximale Teil des gravitativen Sedimentkörpers bei Entwicklung des Blockgletschers in diesem aufgearbeitet und/oder von diesem überfahren worden sein.

Mit diesen Kartierungsergebnissen ist die Grundlage für die prinzipielle Interpretation der Abfolge gegeben. Die Endmoränenablagerung der **Schöntalalm** mit den drei Wällen und die Ablationsmoränenablagerung (aus Felssturzblöcken) gehören prozessmäßig zu einem **Paläogletscher des Gschnitz-Stadials**. Diese Zuordnung fußt auf mehreren Argumenten:

- 1.) Das Gschnitz-Stadial ist der erste Gletscherstand, wo sich ein Gletscher ohne Toteis im Vorfeld stabilisieren konnte, nachdem in die Sedimente aus der Eiszerfallsphase schon erodiert worden ist.
- 2.) Die Geometrie der Endmoränen zeigt eine sehr gering geneigte Gletscherzunge an, die sehr an die Verhältnisse an der Typlokalität im Gschnitztal erinnert und so auf ähnliche glaziologische Gegebenheiten und somit auch Klimabedingungen hinweisen könnte (IVY-OCHS et al., 2006).
- 3.) Noch nicht publizierte <sup>36</sup>Cl-Expositionsaltersdatierungen von vier Karbonatblöcken der Ablationsmoräne (Olivia Steinemann, ETH Zürich) lieferten Alter, die überwiegend in die Jüngere Dryas (12,9–11,7 ka) fallen. Derartige Resultate sind gerade bei durch Lösungsprozessen beeinflussten Gesteinen nur sehr vorsichtig als Mindestalter und nicht automatisch als Ablagerungsalter einzuschätzen. Jedenfalls erfolgte nach der Bildung der Ablationsmoränenablagerung noch ein markanter Felssturz (westlich des Rettensteinjochs) sowie, wiederum danach, die Bildung des Blockgletschers.

Das Argument (1) ist sicher das Schlagendste und wird von (2) gestützt. Im Vergleich zur Höhenlage der datierten Egesen (Jüngere Dryas)-Moränen beim Kūharntrog in ca. 2.100 m, kann ohnehin nicht von einem Egesen-Alter für die Schöntalalm-Moränen ausgegangen werden. Ein Egesen-Alter ist daher nur für die Blockgletscherablagerung naheliegend, womit für die Felssturzablagerung (westlich des Rettensteinjochs) nur eine Alterseingrenzung post-Gschnitz-Stadial bis prä-Egesen-Stadial übrigbleibt. Damit ist auch aus heutiger Sicht die überblicksmäßige paläogeografische Skizze mit der Gletscherzunge aus der Eiszerfallsphase und jener aus dem Gschnitz-Stadial in der Falltafel 3 der Erläuterungen zu GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2015) zutreffend.

Die flache Zunge und die tiefe Endlage hat angesichts dieses nicht übermäßig hoch gelegenen Einzugsgebietes immer wieder dazu geführt, die Moränen bei der Schöntalalm dem prä-Gschnitz-Stadial, so bei NICKLAS (1936, 1937) dem „Schlern“ mit einer Schneegrenze von 1.700 m zuzuordnen. Aus meiner Sicht sollte man davon absehen, derartige Paläogletscher, deren Größe neben einem sicher nicht zu unterschätzenden Eintrag durch Schneeverfrachtung und Lawinen, offensichtlichen Sonderbedingungen (siehe Ablationsmoränenablagerung) geschuldet ist, ohne dass diese über den erhaltenen Seitenmoränenansatz berücksichtigt werden können, für paläoklimatische Überlegungen heranzuziehen.

### Oberer Grund

Im Oberen Grund sind die Eisrandsedimente aus der Eiszerfallsphase, die südlich Aschau auch den Nordfuß der Spießnägeln flächenhaft auskleiden, talaufwärts noch in zwei isolierten Vorkommen bei der Kloo Niederalm und südlich davon zu finden. Gravitative Massenbewegungen, die zum Teil schon von HEINISCH (2003a) beschrieben wurden, prägen die linke Talflanke und sorgen dafür, dass die nur mehr östlich und nordöstlich der Spießnägeln großflächige Bedeckung durch LGM-Grundmoränenablagerung zerrissen wurde und diese daher ausschließlich in spärlichen Resten, wie z.B. NW der Rettensteinalm, kartierbar ist. Damit ist die Wirkung des LGM-Eises weitgehend nur an den Erosionsprodukten erkenntlich, so wie an dem subglazial abgeschliffenen Terrain in der Umgebung des Stangenjochs und an dem eindrucksvollen Relief. Letzteres zeigt sich ganz besonders an der außergewöhnlich schroffen Westflanke des Kleinen Rettensteins (2.216 m).

Spätglaziale Sedimentkörper waren nicht erfassbar. Ein Sinterkalkvorkommen (R: 97718, H: 5246372) 500 m NW der Rettensteinalm in 1.600 m ist dagegen noch erwähnenswert. Dessen Position auf einem isolierten Rücken zeigt, dass die Bildung nicht unter heutigen oder spätglazialen Bedingungen erfolgt sein kann. Eventuell handelt es sich um eine prä-LGM-Ablagerung.

### Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Einzugsgebiet der Brixentaler Ache weist wohl eines der vielfältigsten Archive des Spätpleistozäns der Ostalpen hinsichtlich Stratigrafie, Fazies und Morphologie auf. In den tieferen Tallagen ist dessen Erhaltung nur den wenigen, hier kaum erwähnten, epigenetischen Talstrecken im

Fels zu verdanken (für Details siehe REITNER, 2005), die zusammen mit der speziellen Eisdynamik im Ostteil des Inngletschersystems die ältesten sedimentären Einheiten vor der Erosion geschützt haben.

Die überwiegend fluviatil geprägte **Hopfgarten-Einheit**, die mit den verpressten Torflagen auch palustrische Elemente hat, repräsentiert als die bisher älteste (oberflächlich) kartierte sedimentäre Einheit das **Früh- bis Mittelwürm (MIS 5d MIS 3)** im Brixental und seinen Seitentälern. Aus der Seismikinterpretation bei Westendorf (REITNER et al., 2010) ergibt sich, dass diese allostratigrafisch definierte Einheit bis zur Termination II am Ende des Riß (MIS 6) reichen dürfte, womit eine große sowohl stratigrafische als auch fazielle Überlappung mit der Kitzbüheler Terrasse (REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015) gegeben ist. Jedenfalls belegt das Fehlen jeglicher glazio gener Sedimente innerhalb der Hopfgarten-Einheit, dass es im Becken von Hopfgarten, so wie übrigens im Unterinntal bei Unterangerberg (STARNBERGER et al., 2013), keine MIS 4-Vergletscherung gab.

Die **Vorstoßphase am Beginn des Würm-Hochglazials (MIS 2)** sind mit den sedimentären Abfolgen im Kelchsautal und dessen Seitental, dem Brummergraben, sowie mit jenen im Windautal zwischen Vorderwindau und Rettenbach gut belegt. So wie im benachbarten Einzugsgebiet der Wildschönauer Ache (REITNER, 2008) konnte der Inngletscher aufgrund seiner speziellen Eisdynamik im Inntal (VAN HUSEN, 2000; REITNER et al., 2010) schon frühzeitig talaufwärts in seine Seitentäler vordringen und proglaziale Eisstauseen mit ansteigenden Seespiegeln bilden. Ausgedehnte Flächen mit Grundmoränenablagerungen (z.B. Bruggberg und Riederberg), die weder nachfolgend ein sedimentiert noch von Massenbewegungen zerlegt wurden, sind zusammen mit den subglazial überformten Felsbereichen (außerhalb der Kare) die augenscheinlichen Hinterlassenschaften des **Eisstromnetzes am Klimax des LGM**. Nur wenige Gipfel ragten so heraus, wie der Große Rettenstein (2.366 m), der als schroffer Karbonatstock der wohl eindrucksvollste und schönste ehemalige Nuntaker der Kitzbüheler Alpen ist. Hinsichtlich Eisflussrekonstruktionen ist zu betonen, dass die **Zentralgneis-Erratika** und gleichartige Grundmoränengeschiebe im Raum Hopfgarten ausschließlich vom Inngletschersystem (aus dem Westen) abgelagert wurden und nicht, wie ursprünglich angenommen, auch über die Eistransfluenzen im Süden von Kelchsau-, Windau- und Spertental dorthin transferiert wurden.

In Grundmoränenflächen oder in Fels eingeschnittene Rinnen im Spertental (bei der Kälberwaldalm) und an den Talflanken des Wörgler Bodens (zwischen Riederberg und Bruggberg sowie bei Werlberg) dokumentieren die **erosive Wirkung von Schmelzwässern**. Dabei bleibt offen, ob diese noch im LGM oder am Übergang zur Eiszerfallsphase subglazial wirkten, oder das Geschehen randglazial in der Eiszerfallsphase erfolgte. Aus gegenwärtiger Sicht ist wahrscheinlich von einer Kombination beider Environments, mit einer schon subglazial angelegten Rinne am Beginn der Prozesskette, auszugehen. **Esker** im Windautal sind unzweifelhaft Belege für die letzte subglaziale Drainage am Ende des LGM bzw. während der Eiszerfallsphase.

Nach der Eiszerfallsphase verlagerte sich die spätglaziale Vergletscherung zunehmend in die **Kare**. Deren Verteilung im Untersuchungsgebiet weist schon ohne detaillierte

Untersuchung interessante Charakteristika mit paläoklimatischen Konsequenzen auf: Nordschauende Kare findet man nur unterhalb von Gipfeln, die zumindest etwa eine Höhe von 1.800 m erreicht haben. Betrachtet man die N-S verlaufenden Kämme, so sind unterhalb der Kammhöhe von 2.100 m nur Kare mit Ost- bis Nordostexposition vertreten. Bei Kämmen, die größere Höhen erreichen, sind dann West bis Nordwestexpositionen vertreten. Unter den höchsten Gipfeln des Untersuchungsgebietes mit Höhen  $\geq 2.400$  m sind sogar gelegentlich kleine Kare mit SW-Exposition vertreten. Diese Beobachtungen zeigen neben der Bedeutung der Exposition der Paläogletscher ganz besonders den Einfluss von Westwetterlagen, wo sich über windverfrachteten Schnee die Vergletscherung in Leelagen am besten entwickeln konnte. Diese Faktenlage passt sehr gut in das zuletzt von EVANS (2021) zusammengefasste Gesamtbild der globalen Kargenese und deren Einflussfaktoren. Vergleicht man die Geometrie der karartigen Nische ohne Vergletscherungsspuren auf der Nordseite des Feldalphorns (1.923 m), die von Massenbewegungen gebildet wurde, mit dem, eine in Grundzügen gleichartige Geometrie aufweisenden Kar auf der Nordseite des Schwaigberghorns (1.990 m), dann ist hier jedenfalls das Wirken von Massenbewegungen für die Ausbildung von geeigneten Akkumulationsflächen für Gletscher offensichtlich.

Für die **Eiszerfallsphase mit Gletscheroszillationen im frühen Würm-Spätglazial** (REITNER, 2005, 2007) konnte noch ein weiterer Gletschervorstoß mit überfahrenen Eisrandablagerungen am Ausgang des Schöntals (Spertental nördlich Großer Rettenstein) dokumentiert werden. In Summe liegen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger im Kelchsautal (Ausgang Frommbachtal, DIPPENAAR, 2016) und im Spertental (Talausgänge von Schöntal, Kienzingbach und Himmeltalbach) derartige Gletscheroszillationen vor.

Die Dokumente der Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** sind zwar lückenhaft, lassen aber doch einige Grundzüge erkennen. Der größte rekonstruierte Paläogletscher des Untersuchungsgebietes, und möglicherweise einer der größten der Kitzbüheler Alpen, erreichte im Kurzen Grund (Kelchsautal) eine Endlage nördlich des Gasthofes Wegscheid und erreichte damit eine Länge von ca. 6 km. Mit dem eindrucksvollen Seitenmoränenkörper bei der Rotwand-Grundalm (1.597 m) und einer gut definierten Endlage ist ein Windaugletscher im Gschnitz-Stadial belegt.

Die gschnitzzeitliche Vergletscherung ist auch an der West- bis Nordseite des Großen Rettensteins (2.366 m) deutlich ausgeprägt. So wie heute dort auch eine starke Schuttproduktion ersichtlich ist, so resultierte diese in stark schuttbedeckten Gletschern im Gschnitz-Stadial. Einen Extremfall stellt der Schöntal-Gletscher dar, dessen Ablationsmoränenablagerung auf letztlich supraglazial transportiertes Felssturzmaterial hinweist. Die daraus resultierende Schuttummantelung ist zusammen mit der Schneeverfrachtung über Westwinde der Grund für eine vergleichsweise große Gletscherausdehnung mit Endmoränen bei der Schöntalalm (1.601 m). Ansätze für Seitenmoränen sind nur bei den kleinsten Kargletschern erhalten, wie beispielsweise im ostexponierten, mustergültigen Kar des Gampenkogels (1.957 m). Dort kann auf eine Schneegrenze von etwa 1.750–1.800 m geschlossen werden. Zieht man die Vergletscherung im Bereich Kreuzjoch

(2.017 m) – Schafsiedel (2.447 m) im Kelchsautal in Betracht (DIPPENAAR, 2016), so ist in Ansätzen ein Anstieg der Schneegrenze von Nord gegen Süd in einer Bandbreite der Höhenlage für Nordwest- bis Ostexposition von 1.700–1.900 m ersichtlich. Solche groben, auf Kartierungsergebnissen fußenden Überlegungen, bedürfen natürlich einer genaueren, geometrischen und rechnerischen Überprüfung, die allerdings die ehemalige Schuttbedeckung der Paläogletscher zu berücksichtigen hat.

Die Paläogeografie im **Egesen-Stadial (Jüngere Dryas)** lässt sich in den höheren Karen bestens rekonstruieren. Die prächtigsten Moränenstafeln sind im oberen Einzugsgebiet der Kelchsauer Ache, im Karbereich der Wildkarseen, kartiert worden. Dort sind ähnlich dem benachbarten, breiten Manzenkar (DIPPENAAR, 2017), mindestens sechs Gletscherhalte erfassbar. Diese Vielfalt erinnert, allerdings im kleinen Maßstab, an die Verhältnisse im Debanttal in der Schobergruppe (GK 179 Lienz; BUCHENAUER, 1990; REITNER et al., 2016), wo die Charakteristik der Egesen-Vergletscherung innerhalb der Ostalpen am klarsten ist. Weniger Gletscherstände, dafür die mächtigsten Endmoränenkörper, sind auf der West- bis Nordseite des Kamms Molterfeldspitze – Schnee grubenspitze zu finden. Diese ausgesprochen voluminösen Sedimentkörper zeigen die Bedeutung des Schuttangebots und damit entsprechender Lithologien für die Ausbildung stark schuttbedeckter Gletscher. Diese hatten zwar eine geringere frontale Aktivität mit deutlich weniger Halteständen als beim Manzenkar, wiesen dafür aber, eingeeengt durch ihre eigenen anwachsenden Ablagerungen, eine längere stabile Position ihrer Stirn auf.

Das nördlichste und tiefstgelegene Vorkommen einer Egesen-Endmoräne unter der prominenten nordexponierten Felswand des Steinbergsteins dokumentiert nicht nur den Effekt einer hohen Schuttproduktion, sondern auch den deutlichen N-S-Gradienten der Vergletscherung. Da die Seitenmoränenansätze perfekt erhalten sind, kann hier die Höhenlage der Schneegrenze mit etwa 2.000 m angegeben werden. Gegen Süden sind Werte von 2.100 m und letztlich 2.200 m bei gleichartiger Exposition erfassbar. Der Schneegrenzwert vom Steinbergstein entspricht dem des Kars auf der Nordostseite des ebenfalls gegen Norden exponiert gelegenen Kellerjochs (32 km westlich des Steinbergsteins), basierend auf der gleichen Methodik (GSCHWENTNER et al., 2020). Die bei GSCHWENTNER et al. (2020) für den gleichen Gletscherstand zusätzlich angewandte Schneegrenz-Berechnung über den *accumulation area ratio* (AAR) von 0,67 erbrachte einen Wert von 1.905 m, der aus methodischen Gründen (Schuttbedeckung!) angezweifelt wird. Selbiges gilt auch für die Nordseite des Zahmen Kaisers im Winkelkar, wo eine  $^{36}\text{Cl}$ -datierte Endmoräne ein Jüngere Dryas-Alter erbrachte (KERSCHNER et al., 2018). Die errechnete Schneegrenze ergab etwa 1.700 m bei einem gut erhaltenen Endmoränenansatz in 1.540 m. Angesichts der in der Arbeit auch diskutierten Limitierung der  $^{36}\text{Cl}$  Expositionsdatierung bei Karbonaten (siehe auch Schöntalalm in diesem Bericht) ist ohne existente spätglaziale Sequenz selbst ein Gschnitz-Alter nicht auszuschließen. Für den Bereich der Hohen Tauern sei nur auf die bestens datierte Egesen-Abfolge bei Kolm-Saigurn im obersten Einzugsgebiet des Rauristales (GK 154 Rauris; ca. 65 km ESE vom Untersuchungsgebiet) verwiesen (BICHLER et al., 2016). Dort lag die Schneegrenze bei nördlicher Exposition bei etwa 2.250 m.



In das **Egesen-Stadial** fällt mit großer Wahrscheinlichkeit auch das Bildungsalter (fast) aller **Blockgletscherablagerungen** im Untersuchungsgebiet. Die tiefst gelegene Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts lag bei etwa 1.800 m, wodurch auch einige ehemalige Endmoränenablagerungen aus dem Gschnitz-Stadial überprägt wurden.

## Referenzen

- BICHLER, M.G., REINDL, M., REITNER, J.M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., WIRSIG, C., CHRISTL, M., HAJDAS, I. & IVY-OCHS, S. (2016): Landslide deposits as stratigraphical markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – *Boreas*, **45/3**, 537–551, Oxford.
- BUCHENAUER, H. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). – *Marburger geographische Schriften*, **117**, XIV + 276 S., Marburger Geographische Gesellschaft, Marburg an der Lahn.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**, 185–206, Hannover.
- DIPPENAAR, E. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten und Formen im Tal der Kelchsauer Ache auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 256–258, Wien.
- DIPPENAAR, E. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 353–360, Wien.
- DIPPENAAR, E. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 139–142, Wien.
- EVANS, I.S. (2021): Glaciers, rock avalanches and the ‘buzzsaw’ in cirque development: Why mountain cirques are of mainly glacial origin. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **46**, 24–46, Chichester.
- GRUBER, A., ORTNER, H., HUET, B., IGLSEDER, C. & LOTTER, M. (2020): Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 460–465, Wien.
- GSCHWENTNER, P., KERSCHNER, H. & SPÖTL, C. (2020): Late Glacial ice advance in the Kellerjoch region near Schwaz (Tyrol, Eastern Alps). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/2**, 211–227, Wien.
- HEINISCH, H. (2000): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/3**, 353–355, Wien.
- HEINISCH, H. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 365–366, Wien.
- HEINISCH, H. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143/3**, 425–426, Wien.
- HEINISCH, H. (2003c): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und in der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143/3**, 476, Wien.
- HEINISCH, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/3–4**, 386–387, Wien.
- HEINISCH, H. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145/3–4**, 330–332, Wien.
- HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1–2**, 95–96, Wien.
- HEINISCH, H. (2012): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen a. G. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **152**, 262–264, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147/3–4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148/2**, 254–257, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen vornehmlich im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **149/4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151/1–2**, 125–126, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21/2**, 115–130, Chichester.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, **132**, 5–10, Rotterdam.
- KERSCHNER, H., MORAN, A., IVY-OCHS, S. & VOCKENHUBER, C. (2018): <sup>36</sup>Cl exposure dating of moraines and rock glaciers in the Northern Alps – implications for Younger Dryas equilibrium line altitudes and European precipitation patterns. – *Geophysical Research Abstracts*, **20**, EGU2018-17998.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, **164/165**, 21–32, Oxford.
- LINNER, M., REITNER, J. & PAVLIK, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

LOTTER, M. & REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2017 über die geologische Aufnahme von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 159–171, *GeoSphere Austria*, Wien. (dieser Band)

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proceedings of the VII Congress, Volume 14, University of Colorado Studies. – Series in Earth Sciences, **7**, 143–165, Boulder.

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45**, 804–827, Oxford. <https://doi.org/10.1111/bor.12189>

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2019): Microstructures, subglacial till deposition, and shear band development revealing up-section changes in shear – A study from Weissbach, Austria. – Proceedings of the Geologists' Association, **130/2**, 196–209, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2018.11.001>

NICKLAS, M. (1936): Quartärgeologie des Gebietes von Kitzbühel. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 34 S., Innsbruck.

NICKLAS, M. (1937): Nacheiszeitliche Gletscherstände in den Kitzbühler Alpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **25**, 236–241, Berlin.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN) (2005): North American Stratigraphic Code. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **89**, 1547–1591, Tulsa.

PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien.

REITNER, J. & DRAXLER, I. (2002): Die klimatisch-fazielle Entwicklung vor dem Würm-Maximum im Raum Kitzbühel – St. Johann – Hopfgarten (Nordtirol/Österreich). – *Terra Nostra*, **2002/6**, 298–304, Potsdam.

REITNER, J.M. & GRUBER, A. (2014): Glacial dynamics and large pre-LGM rock-slides in the lower Inn Valley and in the Brixen Valley. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): From the foreland to the Central Alps: Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps (2014), 46–67, Berlin.

REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2020): Microsedimentology of tills near Ainet, Austria – were palaeo-ice streams in the European Alps overlain by soft deforming bed zones? – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/1**, 71–86, Wien.

REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

RINALDINI, B. v. (1923): Die Kitzbühler Alpen. – Ostalpine Formenstudien, Abteilung 2, Heft 3, 144 S., Berlin.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

STARNBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J.M., ROD-NIGHT, H., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – *Quaternary Science Reviews*, **68**, 17–42, Amsterdam.

VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 135–156, Wien.

## Blatt 127 Schladming

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von CHRISTOPH IGLSEDER.

## Blatt 128 Gröbming

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von CHRISTOPH IGLSEDER.

# Bericht 2021 über quartärgeologische Aufnahmen im Groß- und Kleinsölkta auf Blatt 128 Gröbming

GERIT E.U. GRIESMEIER

## Einleitung

Die quartärgeologische Kartierung auf BMN Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming, die im Jahr 2019 begonnen wurde, wurde im Jahr 2021 in folgenden Regionen fortgeführt: Im Großsölkta wurden die auf dem Kartenblatt liegenden Bereiche des südlichen Seifriedingtales begangen. Weiters wurde die Kartierung im Kleinsölkta begonnen und zwar im Bereich um die Ortschaft Kleinsölk, außerdem von der Breitlahnalm talaufwärts zum Schwarzensee und im Tal der Neualm bis zum Roßboden. Weiters wurden die quartären Sedimente im Talbereich des Tuchmoartales untersucht. Zuletzt wurden die Sedimente im Talausgang der Sölkta und westliche Teile des Mitterberges kartiert sowie ein paar Aufschlüsse beim Bleiberg und eine Sandgrube bei Diemlern bearbeitet.

Für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von HEJL (2011, 2016a, b) verwiesen. Genaue Beschreibungen der Lithofazies der einzelnen quartären Ablagerungen finden sich in GRIESMEIER (2020).

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

## Bleiberg bei Altirdning

Am Oberen Bleiberg treten auf etwa 800–900 m Seehöhe fluviatile Sedimente auf, die sanft Richtung Nordosten einfallen. Sie bestehen aus Kies-Sand-Gemischen mit einzelnen Sand- und seltenen korngestützten Kieslagen. Darin treten vereinzelt zerbrochene Gerölle auf. In manchen Aufschlüssen sind Rinnenstrukturen angeschnitten. Diese sind vor allem daran erkennbar, dass an der Basis gehäuft gröbere Gerölle auftreten als im übrigen Sediment. Die Gerölle sind oft sehr gut gerundet, nur lokale Phyllite sind angular ausgebildet. Die Herkunft der Gerölle ist verschieden, zumeist handelt es sich um ferntransportiertes Material wie Orthogneis, Amphibolit, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Quarz-Restschotter und selten Karbonat. Die zerbrochenen Gerölle weisen auf eine Auflast hin, die entweder von einer überlagernden Sedimentdecke oder einem Gletscher verursacht wurde. Weiters wurden einzelne Grundmoränenaufschlüsse talwärts der fluviatilen Sedimente auf 800–820 m Seehöhe gefunden. Sie lassen allerdings keine direkte Über- oder Unterlagerung durch die fluviatilen Sedimente erkennen. Im Bereich des Unteren Bleibergs tritt ebenfalls Grundmoränenablagerung auf, die allerdings bereichsweise verschwemmt wurde bzw. sehr geringmächtig ausgebildet ist. Aufgrund dieser Beobachtungen könnte es sich bei den fluviatilen Ablagerungen um Eisrandablagerungen handeln, die während der Eiszerfallphase am Rand des abschmelzenden Toteises des Ennsgletschers geschützt wurden. Die angularen Komponenten stellten dabei vermutlich Driftblöcke dar, die auf Eisschollen auf diesem Fluss transportiert wurden. Es

könnte allerdings auch sein, dass die Sedimente bereits vor dem Würm-Hochglazial in einem großen Flusssystem abgelagert wurden.

## Talausgang Sölkta

Der Talausgang der Sölkta streicht etwa 100 m über dem Talboden der Enns in die Luft aus und weist einen flachen Talboden auf, der mittig vom Sölkba durchschnitten wird. Zu diesem schluchtartigen Einschnitt hin fällt der Talboden beiderseits etwas ab. Die untersten Talbereiche des Talausganges sind von Festgestein geprägt, das aus Phylliten und Grünschiefern besteht. Darüber befinden sich Sedimente, die als Eisrandablagerungen angesprochen werden können. Beobachtungen, die im Folgenden beschrieben werden, beschränken sich auf den Bereich, in dem sich der Bach eingeschnitten hat, da nur dort Aufschlüsse gefunden werden konnten. Die Sedimente bestehen zumeist aus Kies-Sand-Gemischen, allerdings gibt es auch reine Sande und noch feinkörnigere Lagen. Etwa 400 m nördlich des Freibachgrabens (R: 496826, H: 254071) konnten in einem kleinen Graben Kies-Sand-Gemische direkt auf Grundmoränenablagerung gefunden werden. Letztere ist deutlich überkonsolidiert, grau und kaum verwittert. Dieser Aufschluss ist von besonderer Bedeutung, da er eine zeitliche Einstufung der Sedimente andeutet und vermutlich im Liegendsten der im folgenden beschriebenen Abfolge auftritt. Die Kies-Sand-Gemische sind selten aufgeschlossen, jedoch treten vielerorts in allen Höhenlagen sehr gut gerundete Gerölle diverser Herkunft (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Quarz) auf. Neben der Grundmoränenablagerung stellt eine feinkörnige Lage den vermutlich liegendsten Anteil der Abfolge dar, die allerdings lokal von Kies-Sand-Gemischen unterlagert sein kann (siehe oben). Eine direkte Über- und Unterlagerung dieser Lage zur Grundmoränenablagerung ist nicht erkennbar. Sie ist auffällig, da sie wasserstauend ist und einige Quellaustritte verursacht und oft an Geländeverflachungen auftritt. Diese flachen Bereiche sind kaum betretbar, da sie stark wassergesättigt und versumpft sind. Unterhalb der Lage befinden sich oft steile Felswände. Soweit erkennbar, besteht die Lage hauptsächlich aus Silt bis Feinsand und ist oft grau gefärbt, manchmal auch dunkelbraun durch vegetationsbedingte Oxidationsvorgänge. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass die Quellaustritte nicht auch auf stauende Grundmoränenablagerung zurückzuführen sind. Darüber folgen Sande, vermutlich eingelagert in Kies-Sand-Gemische. Sie sind vor allem auffallend, weil Tiere, z.B. Dachse, darin Baue errichten und dabei den Sand herausgraben. Ein Sandpaket konnte nahe der Talmündung auf 740 m Höhe auf einer Länge von 500 m in mehreren Aufschlüssen angetroffen werden. Weiter taleinwärts tritt Sand in höherer Position auf. Ob es sich dabei um dasselbe, taleinwärts ansteigende oder um ein weiteres Sandpaket handelt, lässt sich anhand der Oberflächenkartierung nicht ermitteln.

Es wird interpretiert, dass die Grundmoränenablagerung während des Würm-Hochglazials gebildet wurde; die Sedimente darüber wären daher in das Würm-Spätglazial einzuordnen. Die oben beschriebenen Sedimente sind wenig kompaktiert, sondern scheinen locker gelagert zu sein.

Daher wird angenommen, dass sie während der Eiszerfallsphase am Rand des zurückschmelzenden Ennsgletschers in einem Eisstausee abgelagert wurden.

### Mitterberg

Am Mitterberg wurden, im Anschluss an Kartierungen des Vorjahres (GRIESMEIER, 2021), nur die westlichsten Bereiche um die Ortschaft Kaindorf untersucht. Am Nordhang des Mitterberges nördlich von Kaindorf treten Grundmoränenablagerungen auf. Es handelt sich um Diamikt mit hohem Matrixanteil, der zumeist tonig bis siltig beschaffen ist. Die Komponenten sind angular bis gerundet, zumeist wenige Millimeter bis Zentimeter groß (Kies-Fraktion) und zeigen ein diverses lithologisches Spektrum (z.B. Phyllit, Glimmerschiefer, Karbonat, Orthogneis, Amphibolit). Stellenweise sind Vernässungen zu beobachten, die auf die stauende Wirkung dieser Sedimente zurückzuführen sind. Auch die Hügelkuppe der Kulmleiten, am SW-Ende des Mitterbergs, wird von Grundmoränenablagerung aufgebaut.

### Sandgrube bei Diemlern

Westlich von Diemlern befindet sich eine Kiesgrube auf etwa 700 m Seehöhe (R: 500523, H: 261402). Darin sind Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, die mit einzelnen Sandlagen wechsellagern. Selten finden sich auch korngestützte Kieslagen. Unter den Komponenten sind Kalke und Sandsteine aus dem Tirolisch-Norischen Deckensystem deutlich überproportional vertreten, da sich die Grube an den Südhängen des Grimmings befindet. Es tritt aber auch Fremdmaterial auf, wie zum Beispiel Orthogneis, Amphibolit und Glimmerschiefer. Auffallend ist, dass die Sedimente deformiert sind. Manche Lagen weisen einen sehr hohen Einfallswinkel von bis zu 80° auf, andere sind verfault mit Amplituden von mehreren Dezimetern. Direkt über diesen Sedimenten tritt Grundmoränenablagerung auf, daher ist anzunehmen, dass die Sedimente vor dem letzten Hochglazial abgelagert wurden. Die Verfaltung könnte durch Kryoturbation oder durch Rutsch- und Entwässerungsprozesse bei einer Ablagerung auf oder an Toteis (des vorletzten Glazials?) entstanden sein. Aufgrund der Höhenlage und des Sedimentinhaltes, könnte diese Abfolge zeitlich und genetisch mit den Ablagerungen am Mitterberg parallelisiert werden.

### Seifriedingtal

Die unteren Talbereiche des Seifriedingtales sind von Eisrandablagerungen geprägt. Diese bestehen zumeist aus Kies-Sand-Gemischen mit lokalen Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Amphibolit), welche zumeist abgerundet sind. Angulare Komponenten deuten darauf hin, dass das Sediment an manchen Stellen von etwas Hangschutt überdeckt wurde. An der Straße in das Seifriedingtal ist kurz vor der Brücke auf 1.195 m Seehöhe in diesen Sedimenten eine Sandlage aufgeschlossen. Talaufwärts der genannten Brücke werden die Eisrandablagerungen von Schwemm- und Murkegeln von beiden Talseiten verdrängt.

Die südlichen Talhänge sind großflächig von Diamikt bedeckt. Dessen Matrix ist zumeist siltig bis sandig und die Komponenten sind in den meisten Fällen eher eckig und bestehen, wie auch die Eisrandablagerungen, aus lokalem Material. Sie sind wenig konsolidiert und etwas verwittert, was sich in rötlicher oder bräunlicher Färbung der Matrix zeigt. Die lithogenetische Zuordnung dieses Sediments ist nicht eindeutig durchführbar. Es wird angenommen, dass das Sediment in einer vegetationsarmen Umgebung durch verschiedene Prozesse wie Flächenspülung bei Starkregenereignissen sowie Muren- und Lawinenabgängen mit Hangschutt vermischt und so in die heutige Form gebracht wurde. Daher wird es vorläufig als „Hangablagerung mit Moränenmaterial“ bezeichnet.

Vor allem in Gräben sind vielerorts (Granat-)Glimmerschiefer mit einzelnen Amphibolitlagen aufgeschlossen. Die einzelnen Kare im obersten Bereich des Seifriedingtales (Weitenkar, Mitterkar und ein namenloses weiter westlich) durften leider aufgrund der Jagdsaison nicht betreten werden. Jedoch konnte im untersten Bereich des Weitenkares entlang der Forststraße ein End- und Seitenmoränenwall kartiert werden. Dieser ist vor allem morphologisch deutlich erkennbar und staut eine kleine Lacke. Er reicht bis auf etwa 1.620 m Seehöhe herab, wobei die Karumrahmung 2.016 m Seehöhe erreicht. Aufgrund dieser Eigenschaften wird angenommen, dass der Wall während des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka) gebildet wurde. Laserscananalysen legen nahe, dass alle drei Kare von spätglazialen Gletschern erfüllt waren, die Moränenablagerungen (Grundmoräne, Seitenmoräne) hinterließen. Zudem dürften vermutlich manche dieser Moränenwälle durch die Wirkung von Permafrost etwas überformt und nachbewegt worden sein.

Westlich dieser drei Kare liegt eine großflächige, tiefgreifende gravitative Massenbewegung. Eine deutlich ausgebildete Abrisskante setzt am Jausenkogel (1.812 m) an und lässt sich entlang eines Felsriegels mehr oder weniger in Fallrichtung des Hanges bis auf etwa 1.400 m Seehöhe verfolgen. Die Morphologie des Hanges ist über eine Fläche von etwa 1,5 km<sup>2</sup> deutlich kleinstrukturiert und von einigen antithetischen Brüchen durchsetzt.

### Kleinsölk

Bei Kleinsölk wurde im Aufnahmejahr nur der Talboden untersucht. Morphologisch auffallend ist das Auftreten mehrerer Erosionskanten in verschiedenen Höhenlagen, wobei sich eine sehr deutliche Kante auf etwa 1.000 m Seehöhe über mehrere Kilometer verfolgen lässt. Oberhalb dieses Geländeknicks weist das Talprofil eine konkave Form auf, wobei der Hang knapp oberhalb des Geländeknicks nur wenige Grad Neigung besitzt, dann aber auf 20–30° Neigung ansteigt. Unterhalb des Hangknicks ist das etwa 20–25° steile Hangeinfällen relativ konstant. Der Sedimentinhalt im Bereich um die Erosionskanten, an dem der Hang am steilsten ist, unterscheidet sich kaum von dem Bereich weiter unterhalb. Er besteht aus Kies-Sand-Gemischen, die zum Teil eine Sortierung zeigen, mit fließenden Übergängen zu Diamikt. Selten ist die Matrix durch Zement ersetzt. Die Komponenten sind generell zumeist gut gerundet, wobei je nach Aufschluss mehr oder weniger eckiges Material auftritt. Der Hauptbestandteil der Matrix

ist zumeist Sand, der Siltgehalt variiert stark und ist vor allem im Diamikt höher als in den Kies-Sand-Gemischen. Am Talboden im Bereich des kleinen Speichersees sind Grundmoränenablagerungen aufgeschlossen. Diese sind grau und überkonsolidiert, lokal treten Scherflächen auf. Direkt südlich des kleinen Speichersees konnte im Aushub einer Grube beobachtet werden, dass diese Grundmoränenablagerungen direkt von Flusssedimenten überlagert sind. Dies weist darauf hin, dass das Tal nach der Eisbedeckung mit fluviatilen Sedimenten aufgeschottert wurde und rezent wieder ausgeräumt wird.

### Tuchmoartal

Das Tuchmoartal bildet ein Hängetal in Bezug auf das Untertal (Abschnitt des Kleinsölktales, in dem der Strieglerbach fließt). Die Geländestufe wird dabei vom Tuchmoarbach in einer kleinen Schlucht überwunden. Am Fuß dieser Schlucht befindet sich ein Schwemmfächer, der allerdings etwa 20 m über dem Talboden aushebt und rezent vom Tuchmoarbach durchschnitten beziehungsweise vom Strieglerbach angegraben wird. Es wird somit angenommen, dass der Schwemmfächer zu einer Zeit gebildet wurde, in der das Talniveau des Untertales etwas höher lag als heute. Oberhalb der Schlucht ist das Tuchmoartal von bis zu 100 m mächtigen Eisrandablagerungen bedeckt, die bereichsweise terrassenähnliche Körper bilden. Diese Ablagerungen sind im Talgrund bis auf eine Seehöhe von etwa 1.450 m verfolgbar. Taleinwärts ist der Talgrund von Schwemm- und Murkegeln und rezenten Bachablagerungen geprägt. Die Hänge oberhalb der Eisrandablagerungen sind von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Taleinwärts, über einer Felsstufe, befindet sich das Tuchmoarkar ab einer Seehöhe von etwa 1.700 m. Dieses beinhaltet im zentralen Teil eine geomorphologisch interessante Form. Sie besteht aus mehreren Meter hohen Hügeln mit dazwischenliegenden Rinnen und wird von HEJL (2016b) als Bergsturzablagerung beschrieben. Bei genauerer Betrachtung wirkt die Geländeoberfläche jedoch glazial geglättet. Sie ist mit einzelnen, zum Teil angerundeten Blöcken und Vernässungen durchsetzt. Aufgrund dieser Beobachtungen sind folgende Schlüsse zu ziehen: Die wenigen Blöcke und Vernässungen deuten darauf hin, dass es sich bei dem Sediment um eine Grundmoränenablagerung handelt. Die einzelnen Rinnen werden als subglaziale Rinnen gedeutet. Da sich das gesamte Areal deutlich vom Talboden abhebt, liegt die Vermutung nahe, dass unter der Grundmoränenablagerung ein anderes Gestein verborgen liegt. Hier kann die Interpretation von HEJL (2016b), dass es sich um Bergsturzmaterial handeln könnte, herangezogen werden. An den Hängen zu beiden Seiten ist keine eindeutige Abrisskante erkennbar, aus der das Material stammen könnte, jedoch ist südlich des Vorderen Ohrecks (2.154 m) eine hierfür in Frage kommende undeutliche Nische ausgebildet, die auch HEJL (2016b) beschreibt. Im obersten, südlichsten Bereich des Tuchmoarkares befinden sich einzelne Blockgletscherablagerungen mit deutlich ausgebildeten Wällen unterhalb reichlich Schutt liefernden Karwänden.

### Schwarzensee, Neualm

Am Talausgang des Neualmtales (Tal mit der Vorderen und Inneren Neualm) treten Kies-Sand-Gemische auf, die deutlich gerundete Gerölle aufweisen. Dabei handelt es sich vermutlich um Eisrandablagerungen, die an einen abschmelzenden Gletscher im Obertal geschüttet wurden, als das Neualmtal bereits – zumindest im unteren Bereich – eisfrei war. Topografisch darüber folgen massive Diamikte, die als Grundmoränenablagerungen interpretiert werden. Interessant ist vor allem eine Felssturzablagerung etwa 400 m taleinwärts der Vorderen Neualm (1.410 m). Sie weist ähnliche Charakteristika auf wie die Bergsturzablagerung beim Schwarzensee. Es ist keine deutliche Abrissnische erkennbar, aber aufgrund der Morphologie wird angenommen, dass sich die Masse von der Westseite gelöst hatte. Das restliche Tal bis zur Steilstufe, die von einem eindrucksvollen Wasserfall überwunden wird, ist von reichlich Schutt dominiert, der von flankierenden, steilen Felswänden stammt. Oberhalb der Steilstufe tritt zunächst eine Gletscherschlifflandschaft auf, die von abgeschliffenen Felsen und mit Grundmoränenablagerungen verfüllten Senken geprägt ist. Oberhalb einer weiteren Geländestufe befindet sich der Roßboden, der eine karähnliche Form mit drei Karstufen aufweist. Die Karböden hinter den unteren beiden Stufen sind mit Grundmoränenablagerungen bedeckt, dazwischen treten allerdings häufig Gletscherschliffe auf. Am Ostrand des Kares befindet sich ein deutlicher Wall, der bis auf etwa 1.930 m herabreicht. Er ist blockreich, wobei grobe Blöcke auf und an der Basis des Walles liegen und der mittlere Bereich feinkörniger und bewachsen ist. Bei genauerer Betrachtung fällt auf, dass die Wallform aus mehreren, sich überlagernden Wällen besteht. Die Genese ist daher schwer festzustellen. Da sich der Wall gesamthaft allerdings deutlich von der Umgebung abhebt, wird nach momentanem Kenntnisstand angenommen, dass ein ursprünglicher Wall von einem Gletscher gebildet wurde, der in diesem Bereich aufgrund der Abschattung durch die hohen Felswände im Würm-Spätglazial (vielleicht Gschnitz-Stadial?) Bestand hatte. Danach wurde die Wallform durch periglaziale Prozesse überarbeitet, wodurch das heutige Aussehen zustande kam. Der höchstgelegene Abschnitt des ursprünglichen Walles wurde dabei vermutlich soweit überarbeitet, dass er im vorliegenden Bericht als eigenständige Blockgletscherablagerung interpretiert wird. Im Bereich der obersten Karstufe befindet sich eine ähnliche Wallform, die bis auf 2.100 m herabreicht. Sie beinhaltet zwei deutliche Seitenmoränenwälle, die – bildlich gesprochen – von einer Blockgletscherablagerung mittig durchstoßen werden. Vermutlich ist die Situation eine ähnliche wie oben beschrieben, dass ein Wall eines Würm-spätglazialen Gletschers (Egesen-Stadial?) von einem späteren Blockgletscher überarbeitet wurde. In diesem Fall setzt die Blockgletscherablagerung jedoch innerhalb der Moränenablagerung an. Die Wände oberhalb der heutigen Blockgletscherablagerung lieferten reichlich Schutt, der vermutlich ausreichte, um diesen Blockgletscher im oberen Bereich zu nähren. Im unteren Bereich ist der Blockgletscher zum Teil aus Moränenmaterial hervorgegangen und überformte so den Moränenwall. Zusätzlich finden sich im gesamten Karbereich ein paar weitere kleine Blockgletscherablagerungen.

## Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

HEJL, E. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1**, 128–129, Wien.

HEJL, E. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 267–268, Wien.

HEJL, E. (2016b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 268–270, Wien.

## Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming

GERIT E.U. GRIESMEIER

### Einleitung

Im Berichtsjahr wurde der Talboden zwischen dem Großsölksee, dem Zusammenfluss der beiden Sölkbäche und im Kleinsölkental bis zur Gabelung des Kleinsölktales untersucht. Bereiche um Kleinsölk wurden bereits 2021 kartiert und ausführlich beschrieben (GRIESMEIER, 2022). Weiters wurde das Hüttkar bis zum Predigtstuhl und der Bergsturz beim Schwarzensee sowie Teile des Kleinsölker Untertales und das Stierkar bis zur Hochwildstelle kartiert. Abschließende Kartierungen wurden im hinteren Walchental durchgeführt. Bereichsweise wurde Festgestein mitkartiert und wird hier kurz beschrieben, da die Geologie deutlich von der Darstellung in der GEOFAST-Karte Gröbming (KREUSS, 2021) abweicht.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Talboden zwischen Großsölksee und Gabelung des Kleinsölktales

Beim Zusammenfluss der beiden Sölkbäche befinden sich auf etwa 800–820 m Seehöhe sehr feinkörnige, zum Teil laminierte Sedimente, die auf niedrige Strömungsenergien hindeuten. Sie beinhalten nur einzelne angulare bis subangulare, lokale Komponenten. Etwas talauswärts treten in einem kleinen Bach, der in Großsölk entspringt, geschichtete Kies-Sand-Gemische auf. Die Komponenten darin sind zumeist gut gerundet und die Matrix ist sandig. Zusätzlich wurden etwa 100 m östlich Elmer ein überkonsolidierter Diamikt und ein Orthogneis-Erratikum kartiert. Somit wird interpretiert, dass der Bereich des Zusammen-

flusses während des Würm-Hochglazials zumindest bis auf eine Seehöhe von etwa 800 m erodiert wurde. Während der Eiszerfallsphase entstand in einer Stausituation am abschmelzenden Ennsgletscher ein See, in dem Delta- und Seebodensedimente abgelagert wurden. Diese Beobachtungen ergeben zusammen mit Kartierungen aus dem Vorjahr (GRIESMEIER, 2024), bei denen der gesamte Bereich des Talausganges der Sölktäler als Eisrandablagerung kartiert wurde, ein konsistentes Bild.

Der Bereich zwischen dem Zusammenfluss der beiden Sölkbäche bis Kleinsölk ist hauptsächlich von Festgestein (Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes) geprägt. Auf der Südseite des Baches treten jedoch zusätzlich Lockergesteinskörper und Massenbewegungen im Bereich des Gastingwaldes auf. Der Bach, der vom Elmeck (1.590 m) nordwärts fließt, verläuft im oberen Bereich entlang einer Fließmasse. An der Forststraße auf 1.100 m Seehöhe treten zudem kataklastische Glimmerschiefer auf, die darauf hindeuten, dass das Tal entlang einer Störung verläuft. Auch der unterste Hangbereich entlang des Baches ist etwas aufgelockert. Westlich davon befindet sich an der Forststraße auf etwa 900 m Seehöhe neben dem Bach, der die Gastingrinne entwässert, ein Lockergesteinsaufschluss (R: 496539, H: 250744). Dieser beinhaltet Kies-Sand-Gemische, die zum Teil planar geschichtet sind. Stellenweise ist auch eine trogförmige Schichtung vorhanden. Das Sediment ist überwiegend matrixgestützt bei sandiger Matrix. Einzelne korngestützte Lagen treten ebenfalls auf. Die Komponenten sind teils sehr eckig bis gut gerundet ausgebildet. Zusammengenommen stellt der Aufschluss einen Bereich dar, in dem fluviatile Sedimente des Kleinsölkbaches mit einem Schwemmkegel verzahnen.

Der Bereich von Kleinsölk bis zur Gabelung des Kleinsölktales ist durchwegs sehr homogen aufgebaut. Wie bereits im Bericht des Vorjahres beschrieben (GRIESMEIER, 2024) gibt es terrassenförmige Sedimentkörper, die aus Kies-Sand-Gemischen bzw. Diamikten aufgebaut sind. Die Matrix ist siltig bis sandig ausgebildet und die Komponenten weisen jegliche Rundungsgrade auf. Die Terrassen steigen taleinwärts an und sind immer wieder von rezenten Schwemmfächern durchbrochen. Das Material unterhalb der Terrassenkanten ist vielerorts verschwemmt. Aus den räumlichen und faziellen Gegebenheiten lässt sich der Schluss ziehen, dass die Terrassenkanten durch fluviatile Erosion entstanden und der Bereich unterhalb zum Teil nachgerutschte Bereiche darstellt. Der gesamte Talbereich unterhalb der gut ausgebildeten Terrassenkante stellt somit einen Bereich einer Massenbewegung dar. Bei der Gabelung des Kleinsölktales tritt ein weiteres Terrassenniveau in etwa 1.000 m Seehöhe auf, das an allen drei Hanglagen (West-, Süd- und Osthang) ausgebildet ist. Die Terrassenoberflächen fallen jeweils zum Kleinsölkental hin sanft ab und die Terrassenkanten sind deutlich ausgebildet. Der Sedimentinhalt unterscheidet sich von dem der oben beschriebenen Terrassen. Es treten gut gerundete Kiese mit einzelnen Sandlagen auf. Auch planar geschichtete und troggeschichtete Sande und Feinsedimente sind vorhanden. Selten können kleine Störungen beobachtet werden, die einzelne Feinsedimentlagen versetzen. Die Komponenten sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet und die Matrix ist meist sandig. Aufgrund dieser Beobachtungen werden diese Terrassen als eigenständiger Körper ange-

sehen. Es ist denkbar, dass sich etwa in diesem Bereich ein Toteiskörper befand, der einen See staute. In diesen wurden die oben beschriebenen Sedimente geschüttet. Ein paar Störungen, die einzelne Lagen sichtbar versetzen, würden diese Theorie eines sukzessive einsedimentierten und weiter abschmelzenden Toteiskörpers unterstützen. Die Terrassen, die weiter talauswärts auftreten, scheinen morphologisch betrachtet an den beschriebenen Sedimentkörper angelagert zu sein und daher jünger. Da allerdings mehrere Terrassenniveaus auftreten, die immer wieder von Schwemmfächern unterbrochen werden, die ebenfalls in verschiedenen Niveaus über dem heutigen Talboden ausheben, ist jedenfalls von einem dynamischen System und mehreren ineinandergreifenden Prozessen auszugehen.

## Schwarzensee

Die unteren Talbereiche des Kleinsölker Obertales sind von Schwemm- und Murkegeln und Talalluvionen geprägt. Der Schwarzensee wird von einer Bergsturzablagerung gedämmt, die im Bereich zwischen Schwarzensee- und Grafentalalm eine zusammenhängende, mehrere Zehnermeter hohe Masse bildet und nördlich davon in einzelne Tomahügel zerlegt ist, wie es auch von HEJL (2012) beschrieben wurde. Insgesamt bedeckt die Bergsturzablagerung eine Fläche von etwa 0,8 km<sup>2</sup>. Sie besteht aus angularen Blöcken, die meist korngestützt gelagert sind. Die Blöcke sind großteils migmatische Paragneise und erreichen Größen von mehreren Metern im Durchmesser. Die Abbruchnische befindet sich östlich unterhalb des Kleinen Gnasen (2.244 m) auf etwa 1.950 m Höhe (HEJL, 2012). Das Material stürzte von dort Richtung ESE, brandete am Gegenhang an und wurde dann nach NNE (größerer Teil) und SSW umgelenkt. Der tiefste Punkt der Ablagerung befindet sich im NNE auf ca. 1.100 m Seehöhe. Vom Aufprallpunkt wurde das Material nach NNE etwa 1,5 km weit befördert. Insgesamt ergibt sich aus den Beobachtungen ein maximaler Fahrböschungswinkel von etwa 16–18°.

Die Bergsturzablagerung beinhaltet im oberen Bereich einen Mantel aus korngestütztem, blockigem Schutt ohne Matrix. Die Blöcke erreichen dabei Durchmesser von mehreren Metern. Darunter tritt sandige Matrix hinzu, das Sediment bleibt aber korngestützt und mitunter können „jigsaw clasts“ beobachtet werden. Erst im untersten Bereich besteht die Ablagerung aus einem matrixgestützten Diamikt, der vor allem durch dynamische Fragmentierung entstand. Diese Abfolge konnte leider nur an einem Aufschluss beobachtet werden. Da sie aber typisch für Bergsturzablagerungen ist (REITNER et al., 2018), wird interpretiert, dass große Teile der Ablagerung so aufgebaut sind.

Nördlich des zusammenhängenden Anteils der Bergsturzmasse und zwischen den Tomahügeln treten grobe, meist eckige Blöcke bis drei Meter Durchmesser auf einer flachen Ebene verteilt auf. Zwischen den Blöcken befinden sich an der Oberfläche fluviatile Ablagerungen mit Rinnenstrukturen. Diese Sedimente könnten darauf zurückzuführen sein, dass die Bergsturzablagerung ursprünglich einen Damm bildete, der einen größeren Wasserkörper als den des heutigen Schwarzensees staute. Bei einem abrupten Dammbbruch wurden die Blöcke auf die nördlich davon befindliche Ebene verschwemmt, worauf die Rinnen hindeu-

ten. Die Geometrie des Geländes würde ohne den Durchbruch des heutigen Schwarzenseebaches, der vermutlich im Zuge des Dammbrechens entstanden ist, durchaus einen 10 m höheren Seespiegel als heute erlauben. Die anschließende erosive Eintiefung hatte dann den heutigen Bachverlauf zur Folge.

Südlich des Schwarzensees breitet sich eine stark verlässigte Zone aus, die darauf schließen lässt, dass der See ehemals größer war. Der Hang südlich des Schwarzensees bis hinauf zur Putzentalalm (1.354 m) ist von Grundmoränenablagerung bedeckt, die von wechselnd mächtigem Hangschutt überschüttet wurde. Der Kessel, in dem sich die Putzentalalm befindet, ist vor allem von Mur- und Wildbachablagerungen geprägt.

## Hüttkar

Das Hüttkar befindet sich im Kleinsölktal westlich des Predigtstuhls (2.543 m). Das Tal, in dem sich die Neualmen befinden, wurde bereits im Bericht von GRIESMEIER (2024) beschrieben. Der Predigtstuhl besteht aus Amphibolit, der zumeist grobkörnig ausgebildet ist und als Gabbro-Amphibolit bezeichnet werden kann. Seltener ist er mittelkörnig und weist eine Bänderung auf. Häufig beinhaltet er Granat bis 3 mm Durchmesser und Epidot. Dieser Amphibolit wechsellagert mit migmatischem Paragneis, bei dem das Leukosom zum Teil deutlich hervortritt. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass einzelne Orthogneis-Lagen eingeschaltet sind. Der Wanderweg vom Predigtstuhl hinab führt durch eine markante Rinne, die auf eine mittelsteil NE-fallende Störung zurückzuführen ist. In diesem Bereich ist das Gestein deutlich straffer geschiefert. Nördlich des Predigtstuhls befindet sich in einem N–S verlaufenden Kar unter einer blockreichen Hangablagerung eine Blockgletscherablagerung. Der Rest des Kares ist unterhalb der Felswände von Hangablagerung geprägt. Die oberen Bereiche des Hüttkares westlich des Predigtstuhls werden ebenfalls von blockreicher Hangablagerung dominiert, in der sehr gehäuft Amphibolite auftreten. Dies lässt darauf schließen, dass auch die Wände oberhalb des Schutts zumindest in großen Teilen von Amphiboliten aufgebaut werden. Im Karboden tritt eine Gletscherschifflandschaft auf, bei der die Senken von Grundmoränenablagerung bedeckt sind, auf der sich einzelne Seen befinden. Die Rundhöcker dazwischen sind wie am Predigtstuhl von einer Wechsellagerung von migmatischem Paragneis und Amphibolit aufgebaut. Westlich des Sees auf 2.136 m befindet sich ein N–S verlaufender Seitenmoränenwall. Auf etwa 2.060 m Seehöhe biegt er Richtung Osten um und bildet dort einen Endmoränenwall. Nach einer ca. 100 m breiten Rinne folgt ein weiterer Seitenmoränenwall in E–W-Ausdehnung, der vermutlich mit dem anderen Wall in Verbindung steht. Aufgrund der Höhenlage und Nordexposition wird der Wall dem Egesen-Stage zugerechnet. Der Bereich innerhalb dieser Wälle beinhaltet mehrere kleinere Wälle und ist generell blockig bzw. steinig ausgebildet, was auf eine Schuttbedeckung des ehemaligen Gletschers hindeutet. Die einzelnen Loben sind vermutlich auf Abschmelzprozesse zurückzuführen. Unterhalb der Endmoräne befindet sich erneut eine Gletscherschifflandschaft, wobei die Rundhöcker wiederum aus migmatischem Paragneis mit Amphibolit-Lagen bestehen. Unterhalb einer Seehöhe

von etwa 2.000 m sind an einer Felsstufe nicht migmatische Paragneise aufgeschlossen. Der unterste Bereich des Weges zum Predigtstuhl führt über Grundmoränenablagerung, die bereichsweise verschwemmt wurde.

### **Hochwildstelle**

Vom Gipfel der Hochwildstelle (2.747 m) bis hinab in das Kar nordöstlich davon auf eine Seehöhe von etwa 2.000 m ist hauptsächlich Festgestein aufgeschlossen, das vielfach vom Gletscher abgeschliffen wurde. Die Schliiffgrenze befindet sich im Bereich der Hochwildstelle auf etwa 2.600 m Seehöhe. Im Bereich der Trattenscharte (2.408 m) treten zahlreiche Gletscherschliffe auf. Aufgrund der Ausbildung der Rundhöcker mit flachen, geschliffenen Luv-Seiten im Osten und steilen Lee-Seiten im Westen ist anzunehmen, dass das Eis vom Kleinsölk- bzw. Sattental in das Riesachtal strömte. Das Festgestein besteht aus migmatischem Paragneis, wobei das Leukosom mehrere Zehnermeter mächtig werden kann. Da diese Mächtigkeiten eher überraschend sind, kann nicht ausgeschlossen werden, dass Orthogneis-Lagen zwischengeschaltet sind. Diese Gesteine beinhalten immer Amphibol in wechselnder Größe (zwischen ca. 3 und 15 mm Länge) und Häufigkeit. Bereichsweise ist Amphibol derart häufig, dass von Amphiboliten gesprochen werden kann. Die meisten Typen beinhalten zudem unauffälligen Granat. Die Karwände liefern meist blockigen Schutt, der anders als in den meisten Karen der Söltkäler keine periglaziale Nachbewegung zeigt. Dies lässt darauf schließen, dass dieser Bereich nicht oder nur kurzfristig von diskontinuierlichem Permafrost betroffen war. Die Topografie zwischen den Goldlacken und dem Bereich östlich der Trattenscharte (2.408 m) sowie im Bereich des Eisüberflusses Richtung Riesachtal deutet an, dass das Areal von einem kleinen Eisdome geprägt war, von dem aus Gletscherströme in alle Richtungen abflossen. Die Karstufe, in die der Stierkarsee (1.810 m) eingesenkt ist, ist von Grundmoränenablagerung dominiert, aus der östlich des Sees häufig Gletscherschliffe herausragen. Die Hänge unterhalb der Karrückwand sind von kleinstückigem Schutt bedeckt. In der Langschneerinne tritt Orthogneis auf, der von Grundmoränenablagerung umgeben ist. Unterhalb sind einzelne N-S verlaufende Wälle ausgebildet. Leider konnte aufgrund der Vegetation im Gelände nicht verifiziert werden, ob es sich dabei um Seitenmoränenwälle oder Erosionsformen handelt. Aufgrund der Höhenlage und Morphologie ist es allerdings durchaus denkbar, dass ein Gletscher im Gschnitz-Stadial diese Formen bildete und bis auf etwa 1.540 m hinabreichte.

### **Kleinsölker Untertal**

Die unteren Talbereiche des Kleinsölker Untertales sind hauptsächlich von Schwemm- und Murkegeln und Talalluvionen eines verflochtenen Flusses („braided river“) geprägt. Der Bereich, in dem das Fürstkar in das Untertal mündet, ist von einem mächtigen Lockergesteinskörper bedeckt. Dieser beinhaltet Kies-Sand-Gemische, die zum Teil planar geschichtet sind. Die Matrix ist sandig und die polymikten Komponenten (Granat- Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes, Paragneis des Riesach-Komplexes, Am-

phibolit) subangular bis gerundet. Darüber folgt ab etwa 1.500 m Seehöhe Grundmoränenablagerung. Diese ist überkonsolidiert bei tonig bis sandiger Matrix und beinhaltet viele Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Paragneis).

Im Bereich der Hinteren Striegleralm (1.612 m) tritt Grundmoränenablagerung auf, die zum Teil verschwemmt bzw. von Hangschutt überrollt ist. Im breiten Talboden ist zudem ein großer Bereich durch die stauende Wirkung dieses Sediments vernässt. Gleich östlich der Hinteren Striegleralm befindet sich eine Wallform. Sie beinhaltet grobe Blöcke bis zu 5 m Durchmesser, die korngestützt gelagert sind. Es konnte keine Matrix erkannt werden, es ist aber auszuschließen, dass es sich bei der Form um eine Blockgletscherscherablagerung handelt. Eher könnte sie eine Endmoräne eines schuttbedeckten Gletschers aus dem Steinkar darstellen.

### **Hinteres Walchental**

Im hinteren Walchental wurden das Mathildenbachtal (in älteren Karten Matillenbachtal) östlich des Baches bis zum Kühofenspitz (2.145 m) untersucht. Östlich anschließend die beiden Kare und Täler – das Englitztal und das Ramertal. Die gesamte Karumrahmung des untersuchten Gebietes besteht aus nordexponierten, steilen Felswänden, die nur an wenigen Stellen unterbrochen werden. Die Südseite der Kämmen ist häufig bis an den höchsten Punkt relativ ebenflächig und kaum von Felsen durchsetzt. Nur im Bereich zwischen Kühofenspitz (2.145 m) und Plöschmützinken (2.095 m) sowie um den Lämmertörlkopf (2.046 m) sind ebenfalls Felswände ausgebildet. Diese deutliche Asymmetrie gibt bereits erste Hinweise darauf, dass die glaziale Erosion im Norden bzw. Nordosten stärker ausgeprägt war und könnte darauf hindeuten, dass vorherrschende Süd- bzw. Südwestwinde den Schnee über den Kamm hinwegbliesen und im Windschatten anhäuferten, wodurch sich im untersuchten Gebiet Kargletscher entwickeln konnten. Zur Hochphase der Vergletscherung war zumindest der Kamm zwischen Hanghofen (2.056 m) und Lämmertörlkopf (2.046 m) eisüberschliffen, worauf einerseits die Form des Kammes und andererseits ein Aufschluss hindeuten, bei dem der Fels von wenigen Zentimetern Grundmoränenablagerung überlagert wird. Die beiden oben genannten Gipfel sind schroff und nicht eisüberschliffen, womit sich die Schliiffgrenze im Hochglazial etwa auf 2.000 m Seehöhe befunden haben muss. Die Kämmen bestehen hauptsächlich aus Granat-Glimmerschiefer, zum Teil mit Amphibol-Garben und untergeordnet Kalzit- und Dolomitmarmor. Im Bereich zwischen Kühofenspitz und Hanghofen bricht das Gestein grobblockig. Diese Blöcke wurden unterhalb des Kühofenspitzes (2.145 m) als supraglazialer Schutt bis etwa 1.700 m talabwärts bewegt. Nordöstlich des Kühofenspitzes, auf etwa 1.740 m Seehöhe befindet sich ein Endmoränenwall, der hauptsächlich von diesen Blöcken aufgebaut wird. Die Ablagerung beinhaltet keine erkennbare Matrix und das Gefüge ist korngestützt. Oberhalb des Walles tritt eine deutliche Senke mit einer kleinen Lacke auf. Die Morphologie und Position dieser Form deuten eher auf eine glaziale, als eine periglaziale Entwicklung hin. Die Ablagerung könnte aufgrund der Höhenlage dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Etwas weiter unterhalb, auf ca. 1.700 m kann am Laserscan-Bild



eine weitere Wallform erkannt werden, die allerdings im Gelände aufgrund des starken Latschenbewuchses nicht untersucht werden konnte. Es wäre jedenfalls durchaus möglich, dass diese Wallform ein früheres glaziales Stadium eines Gschnitz-zeitlichen Gletschers darstellt.

Unterhalb des Plöschmizzinkens (2.095 m) tritt eine Blockgletscherablagerung auf. Typischerweise weist sie mehrere Stauchwälle auf und besteht aus Blöcken, die bis zu 15 m Länge erreichen und ineinander verkeilt sind. Die Ablagerung ist stark bewachsen, daher konnte ihr sedimentärer Aufbau nicht näher studiert werden. Ihr unteres Ende befindet sich auf 1.950 m Seehöhe. Östlich des Hangofens (2.056 m) tritt ein deutlicher Wall auf, der allerdings etwa E–W streicht und daher nicht von einem Gletscher stammen kann. Felsaufschlüsse am Wall sowie ein Störungsgestein beim Törl östlich des Hangofens und eine weitere Wallform im Plöschmizkar deuten darauf hin, dass der Wall störungsbedingt gebildet wurde. Vermutlich stellt der Wall dabei ein Erosionsrelikt dar. Eine geringmächtige Überlagerung glazigenen Materials trägt das Bild dieses Festgesteinswalles. Weiter östlich befindet sich unterhalb des Lämmertörls (1.920 m) eine weitere Blockgletscherablagerung. Diese besitzt allerdings ein weniger deutlich abgehobenes Relief wie die vorhin beschriebene. Die sonstigen Bereiche der Kare im kartierten Abschnitt bestehen hauptsächlich aus Gletscherschliffen mit auf- bzw. dazwischengelagerter Grund- und Ablationsmoränenablagerung. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung schwankt zwischen mehreren Dezimetern bzw. Metern und wenigen Zentimetern. In Verflachungen treten oft auf diesen Sedimenten Vernässungen auf und im Bereich von Zusammenflüssen mehrerer Bäche ist diese Ablagerung bereichsweise verschwemmt.

Die mittleren Talbereiche des Englitz- und Ramertales werden ebenfalls hauptsächlich von Grundmoränenablagerung aufgebaut, die von den Hängen von Schutt- und Schwemmkegeln überlagert wird. Auch der Bereich nördlich der Mathildental (1.587 m) ist hauptsächlich von Grundmoränenablagerung geprägt. Gleich östlich der Englitztalhütte (1.322 m), in Fortsetzung des Bergkammes, befindet sich ein Wall. Er beinhaltet kaum Blöcke oder Steine und ist sehr stark bewachsen. Obwohl die Lithofazies nicht untersucht werden konnte, erscheint es aufgrund morphologischer und ortsspezifischer Gesichtspunkte logisch, dass es sich um einen Seitenmoränenwall handelt. Eine zeitliche Einstufung ist jedoch schwierig. Möglicherweise ist dieser Wall ein Hinweis, dass in einer frühen Phase nach oder während des Zusammenbruchs des Eistromnetzes, das die gesamten Alpen umfasste, Gletscherzungen erneut vorstießen, die deutlich weiter hinab reichten als jene der Gschnitz-Vergletscherung.

Im Mathildental tritt ab etwa 1.200 m Seehöhe talwärts ein Eisrandsediment in Höhenlagen bis zu 40 m über dem rezenten Tal auf, das sich fast bis in das Walchental verfolgen lässt. Dieses ist stark von lokalen Komponenten beeinflusst. Daher ist die Rundung oft nicht sehr ausgeprägt und der Siltanteil der Matrix durch die Verwitterungseigenschaften der Granat-Glimmschiefer erhöht. Am Hang oberhalb der Eisrandsablagerung treten hauptsächlich Hangablagerungen und Festgestein auf. Ähnlich ist die Situation nördlich des Zusammenflusses von Englitztal- und Ramertalbach. Auch hier tritt ab etwa 1.200 m eine Eisrandsablagerung auf, die ähnlich aufgebaut ist. Etwa

beim Berghaus (985 m) lässt sich diese Ablagerung auf der Südseite des Walchenbaches nicht mehr weiterverfolgen. Südlich des Baches wurden keine Untersuchungen im Berichtszeitraum vorgenommen. Der Bereich zwischen Berghaus und dem Talausgang des Mathildental ist von mehreren kleineren Massenbewegungen, vermutlich hauptsächlich Fließmassen, geprägt.

## Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2021 über quartärgeologische Aufnahmen im Groß- und Kleinsölketal auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 195–198, Geosphere Austria, Wien. (dieser Band)

HEJL, E. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 264–265, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J.M., OSTERMANN, M., SCHUSTER, R., BICHLER, M.G., KNOLL, T., ROBL, J. & IVY-OCHS, S. (2018): Der Bergsturz vom Auer-nig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen. – Carinthia II, **208/128**, 503–548, Klagenfurt.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmegebiet liegt zwischen dem Walchenbach und dem nördlichen Sölketal. Es erstreckt sich vom Gumpeneck (2.226 m) im Süden bis Öblarn (668 m) im Norden. Es hat eine Fläche von ungefähr 24 km<sup>2</sup> und ist wie folgt umgrenzt: Öblarn – Walchenbach – Ghf. zum Bergkreuz – Matillenbach – Gumpeneck – Blockfeldspitz – Stausee Großsölk – Wachlinger – Koller – Moar zu Reitern – Öblarn. Das Hauptaugenmerk der geologischen Kartierung galt der genauen Abgrenzung des Ennstal-Komplexes gegen den Wölz-Komplex im unmittelbar Liegenden. Diese Liegendgrenze der sogenannten Ennstaler Phyllite wird als alpidische Deckengrenze interpretiert. Für die aus dem Ennstal-Komplex bestehende tektonische Einheit schlage ich, im Gegensatz zum zuletzt verwendeten Namen „Ennstal-Decke“ (PAVLÍK, 2020), die neue Bezeichnung „Öblarn-Decke“ vor. Im tektonischen Modell von PESTAL et al. (2009) wird diese Einheit gemeinsam mit den darunter befindlichen Gesteinen des Wölz-Komplexes dem Koralle-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Daher wird die Basalfläche der Öblarn-Decke als Eoalpidische (?) Deckengrenze innerhalb des Ostalpinen Deckenstapels betrachtet.

Diese Deckengrenze zwischen Gesteinen des Ennstal- und Wölz-Komplexes ist in der Walchen (entlang des Walchenbaches) durch das Auftreten von Serzitschiefern und Serzitzquarziten mit sulfidischen Erzlagerungen (Pyrit und Kupferkies) charakterisiert. Diese vererzten Bereiche gehören

zur Gänze zum Ennstal-Komplex der Öblarn-Decke, liegen aber unmittelbar an der Deckengrenze. Weiter westlich, wo die Vererzung allmählich abnimmt, ist die Deckengrenze durch eine engständige sekundäre Schieferung, die in Richtung von Achsenflächen ausgebildet ist (crenulation cleavage) hauptsächlich in den liegenden Phylloniten des Wölz-Komplexes strukturell gut erkennbar. Auffallend ist, dass sowohl in das Liegende und Hangende der Grad der Deformation abnimmt. Dieses feldgeologische Kriterium ermöglicht die Festlegung der Deckengrenze – je nach lokaler Aufschlusslage des präquartären Untergrundes – mit einer Genauigkeit von ca. 20 bis 50 m. An der Straße über den Sölkpass liegt sie ungefähr 100 m südlich der Brücke über den Freibachgraben. Von dort verläuft sie über den südexponierten Hang nördlich von Großsölk hinauf auf den Höhenrücken nördlich des Schönwetterberges (1.672 m), und von dort hinunter in den Schrettenkargraben bis zu dessen Einmündung in den Walchenbach. Ab dort verläuft sie entlang der Liegendgrenze der Sulfidlagerstätte an den südexponierten Hängen der Walchen.

### Der Wölz-Komplex

Er bildet den Südtail des Aufnahmegebietes. Vorherrschend sind hier die granatärmeren Varietäten des Wölzer Glimmerschiefers. Granat ist zwar vorhanden, bleibt aber klein (< 3 mm) und ist nur Nebengemengteil, oft mit starker Alteration zu Chlorit. Der Glimmerschiefer bildet auch Übergänge zu Glimmerquarziten mit gneisartigem Habitus (so z.B. entlang der Straße zwischen dem Ort Großsölk und dem Staussee Großsölk), sowie Übergänge zu dünnblättrig geschiefertem Phylloniten (crenulation cleavage) im unmittelbar Liegenden der Deckengrenze zum Ennstal-Komplex.

Die im Landschaftsbild oft als Härtlingsrücken markant hervortretenden Marmorzüge bestehen sowohl aus Kalk als auch aus Dolomitmarmor. Letzterer ist in der Regel feinkörniger und etwas dunkler als der Kalkmarmor. Der Dolomitmarmor ist durch feine Haarrisse blockig zerlegt. Seine duktile Deformation ist weniger ausgeprägt als die des Kalkmarmors. Die Nordflanke des Gumpenecks (2.226 m) sowie die schroffen Felswände unter seinem Gipfel bestehen aus Dolomitmarmor – daher auch die Bezeichnung „Gumpeneckmarmor“. Weitere dolomitische Marmorzüge liegen im Ortsgebiet von Großsölk und im Ortsteil Feista. Sie bilden in W–E-Richtung einen gut 1 km langen, zusammenhängenden Marmorzug, der sich jedoch nicht bis zu den Marmorvorkommen am Gumpeneck verfolgen lässt. Der Marmor ist offenbar stark boudiniert, isoklinal verfalltet und in mehrere, nicht mehr zusammenhängende Lappen zerlegt. Der „Kirchbühel“ von Großsölk besteht aus Dolomitmarmor. Besonders leicht zugänglich sind die Aufschlüsse westlich der Kirche, beim Parkplatz an der Bundesstraße, in ca. 900 m über NN.

Der Kalkmarmor (Typus „Sölker Marmor“) ist heller, oft gebändert und duktil deformiert. Gelegentlich tritt etwas Biotit an den Schichtflächen auf. Ausgesprochen bunte Typen mit hellgrünen und rosa Bändern, wie sie in den Sölker Steinbrüchen auf der anderen Seite des Tales reichlich vorhanden sind und als Dekorsteine Verwendung finden, wurden im näheren Umkreis von Großsölk und am Gumpeneck jedoch nicht angetroffen.

### Der Ennstal-Komplex

Phyllite und Phyllonite sind die vorherrschenden Gesteinsarten. Sie bilden hier mehr als 90 % des präquartären Untergrundes. Darin eingelagert finden sich wenige, aber über große Entfernungen zusammenhängende Lagen von olivgrünen Chloritschiefeln, die wahrscheinlich aus basischen Tuffen oder Tuffiten hervorgegangen sind.

Ein nördliches Band grünschieferfazieller Metatuffe bzw. Chloritschiefer erstreckt sich von Stein an der Enns über die Neubrandneralm bis in den ostexponierten Hang oberhalb des Walchengrabens. Dieses Gesteinspaket besteht aus bis zu drei Chloritschieferlagen, die jeweils durch geringmächtige Serizitphyllite voneinander getrennt sind. In E–W-Richtung erstreckt sich dieses Chloritschieferband über eine Länge von ca. 4,5 km. Es ist ungefähr 150 m mächtig, infolge isoklinarer Verfaltung an manchen Stellen mächtiger – so z.B. bei der Neubrandneralm.

Eine weitere Chloritschieferlage erstreckt sich von der Winkelmühle (südöstlich von Stein an der Enns) über Gatschberg bis in den Graben des Moarbaches. Der im Jahr 2020 an den Südhängen des Hochecks (1.663 m) angetroffene Chloritschiefer-Horizont lässt sich gegen Westen bis auf den Spornrücken südlich des Schrockgrabens verfolgen. Geringmächtige Lagen von Chloritschiefer (< 50 m) treten auch im nördlichen Teil des Walchengrabens auf.

Die für die Sulfidlagerstätte der Walchen typischen hellen Serizitschiefer und dunklen Grafitschiefer (UNGER, 1968) sind auch am ostexponierten Hang südlich des Schrockgrabens in mehreren Lagen vorhanden. Die südlichste dieser Serizitschieferlagen befindet sich unmittelbar an der Deckengrenze. Dieser markante Gesteinshorizont zieht zum Höhenrücken nördlich des Schönwetterberges (1.672 m) hinauf, ist jedoch über weite Strecken unter Murenschutt verborgen. Generell nehmen die Häufigkeit und Mächtigkeit der Serizitschieferlagen nach Westen hin ab. Geringmächtiger anstehender Serizitschiefer (< 1 m) wurde an der Forststraße nordwestlich des Schönwetterberges angetroffen; außerdem wenige Lesesteine von Serizitschiefer an der Forststraße oberhalb vom Koller.

Die Gesteine des Ennstal-Komplexes fallen fast im gesamten Aufnahmegebiet mittelsteil nach Norden ein. Abweichende Orientierungen sind äußerst selten. Die Gesamtmächtigkeit des Ennstal-Komplexes wird auf etwa 3.000 m geschätzt, wobei jedoch eine tektonische Verdickung durch Faltung oder Schuppenbau nicht ausgeschlossen werden kann.

### Quartäre Sedimente und Formen

Ein größeres Vorkommen von Grund- bzw. Seitenmoräne mit zugehörigen Wallformen erstreckt sich in WSW–ENE-Richtung in ungefähr 1.000 m über NN am nordexponierten Hang zwischen dem Moarbach und dem Staber über eine Länge von gut 2 km. Da die aus Gesteinen des Enns-Komplexes aufgebauten Höhenzüge der Öblarn-Decke größtenteils niedriger als 1.700 m über NN sind, lag dieses Gebiet unter der spätglazialen Permafrostgrenze. Kare und Blockgletscherablagerung sind in diesem nördlichen Bereich daher nicht vorhanden.

Der Karboden unterhalb bzw. nördlich des Gumpenecks liegt zwischen ca. 1.700 und 1.900 m über NN. Er besteht größtenteils aus spätglazialen Blockgletscherablagerungen und größeren Sackungen, die durch Solifluktion gebildet wurden. Hervorzuheben ist ein kleiner ebener Bereich aus Verlandungssedimenten im unteren Bereich des Karbodens (knapp unter 1.700 m). Er dürfte aus einem spätglazialen Karsee hervorgegangen sein. Kleinere spätglaziale Moränen und Blockgletscherablagerungen befinden sich auch im Umkreis des Zinken (2.042 m).

## Literatur

PAVLIK, W. (2020): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte 1:50.000, Blatt 128 Gröbming. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 – Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 7, 2–52, Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### Einleitung

Das diesjährige Aufnahmegebiet umfasst die hinteren, südlichen Seitentäler des Walchentaales, die Hänge westlich vom Karlspitz (1.848 m), sowie Teile des Hinteren Mörsbachtals, das zum Donnersbachtal entwässert. Die südwestliche Grenze bildet der NW–SE streichende Grat zwischen dem Großsölkital und dem Walchental. Im Osten grenzt das Gebiet an das Blattgebiet BMN 129 Donnersbach.

Das Gebiet hat eine Fläche von ca. 23 km<sup>2</sup> und ist wie folgt umgrenzt: Ghf. zum Bergkreuz – Berghaus – Bergkreuzkapelle – Karlspitz – östliche Kartenblattgrenze – Großes Bärneck (2.071 m) – Gstemmerscharte – Sonntagkarspitz (1.999 m) – Möbna-scharte – Lämmertörlkopf (2.046 m) – Hangofen (2.056 m) – Pleschmitzzinken (2.095 m) – Kühofenspitz (2.145 m) – Jhth. Matillental – Matillenbach – Ghf. zum Bergkreuz.

Das Hauptaugenmerk der geologischen Kartierung galt wie schon im Vorjahr der genauen Abgrenzung des Ennstal-Komplexes gegen den Wölz-Komplex im unmittelbar Liegenden. Diese Liegendgrenze des Ennstal-Komplexes wurde als mutmaßlich eoalpidische Deckengrenze innerhalb des Ostalpinen Deckenstapels interpretiert (HEJL, 2024). Es handelt sich um die basale Bewegungsfläche der aus dem Ennstal-Komplex bestehenden Öblarn-Decke bzw. um die tektonische Hangendgrenze der Donnersbach-Decke, die den Wölz-Komplex beinhaltet.

Innerhalb des Wölz-Komplexes galt es einerseits, die darin auftretenden Marmorzüge auszukartieren, andererseits sollte eine ungefähre Abgrenzung der phyllonitischen, granatarmen und zum Teil retrograden Glimmerschiefer gegen die auffallend höher metamorphen Granatglimmerschiefer im Kartenbild vorgenommen werden. Wegen der kontinuierlichen Übergänge zwischen diesen beiden Typen von Glimmerschiefern ist diese Abgrenzung eher schemenhaft. Sie konnte nur mit einer Genauigkeit von ungefähr 200–300 m durchgeführt werden.

Entlang der Basis der Öblarn-Decke treten Serizitquarzite und Serizitschiefer mit den sulfidischen Erzlagerungen (Pyrit und Kupferkies) der Lagerstätte Walchen auf. Unmittelbar unter diesem Gesteinspaket befindet sich die Deckengrenze zu den retrograden, bereichsweise Chloritoid führenden Glimmerschiefern der Donnersbach-Decke mit dem Wölz-Komplex. Diese Deckengrenze verläuft vom Forsthaus Walchen – gegen Osten leicht ansteigend und durch Störungen versetzt – zum unteren Teil des Wolfegggrabens, dann weiter zum Graben südwestlich vom Karlspitz (1.848 m) und schließlich auf den Höhenrücken südlich vom Karlspitz. 950 m südlich des Gipfels quert die Deckengrenze den Grat und verläuft gegen Osten hinunter in das Donnersbachtal. Entlang der Deckengrenze überwiegt mittelsteiles Nordfallen – ohne erkennbare Winkeldiskordanz zu beiden Seiten der Überschiebungsfläche.

### Der Wölz-Komplex

Er baut die Donnersbach-Decke im liegenden Bereich zwischen der zuvor genannten Deckengrenze und dem Grat zum Großsölkital im Süden auf. Der nördliche und hangende Teil des Wölz-Komplexes besteht aus granatarmen Varietäten der „Wölzer Glimmerschiefer“ und aus darin eingelagerten Marmorzügen.

Abgesehen vom dunkelgrauen und feinkörnigen, dolomitischen „Gumpeneck Marmor“, der sich vom Gipfelaufbau dieses markanten Berges nach ENE bis südlich der Matillental verfolgen lässt, überwiegen im Kartiergebiet hellere Kalkmarmore, deren Farbe und Körnung eine gewisse Ähnlichkeit mit den Dekorsteinen des klassischen „Sölker Marmors“ besitzt. Auch der Marmor, der an der „Weißen Wand“ (i.E. eigentlich Weiße Wand) bergmännisch gewonnen wird, ist ein Kalkmarmor. Er lässt sich als etwa 100–300 m mächtiges Band an den west-, nord- und ostexponierten Hängen des Hirschecks (1.853 m) verfolgen, tritt aber auch an der Ostseite des Ramertals und im Graben des Neudeggbaches in ca. 1.400 m über NN auf. Der Marmor ist hier jedoch stärker boudiniert. Die Scholle im Neudegggraben ist isoliert und hängt nicht mit dem Hauptvorkommen an der „Weißen Wand“ zusammen. Weitere kleine Züge und Schollen von Kalkmarmor gibt es im Talgrund des Matillengrabens 250 m westlich von Kote 1.153 m und am Osthang des Hirschecks (1.853 m).

Der granatarme, bereichsweise phyllonitische Wölzer Glimmerschiefer fällt vorwiegend mittelsteil bis steil nach Norden ein. Nur im Umkreis des Hirschecks liegt er flacher oder fällt nach Süden ein. Im phyllonitischen Glimmerschiefer bei der Schrabachkapelle (877 m) im Walchental wurde in einem Dünnschliff 0,3 mm großer Chloritoid nachgewiesen (Probe Hejl 2020/3). Möglicherweise ist

Chloritoid im phyllonitischen Glimmerschiefer häufiger vorhanden. Wegen seiner geringen Größe kann er im Zuge der feldgeologischen Aufnahmen jedoch nicht erkannt und kartiert werden. Nur eine dichtere Beprobung für Dünnschliffmikroskopie könnte hier Abhilfe schaffen.

Gegen Süden wird der Glimmerschiefer allmählich grobschuppiger, wobei auch die Häufigkeit und Größe des Granats zunehmen. Ungefähr entlang der Linie Kühofenspitze (2.145 m) – Ramertalm (1.394 m) – Dornkarspitze (2.050 m) verläuft die unscharfe Grenze zu typischem Granatglimmerschiefer mit lagenweise angereicherten, frischen Granaten mit über 5 mm Durchmesser. Granat wird oft bis zu 8 mm groß; im Wildbachschutt bei der Ramertalm treten sogar Blöcke mit knapp über 2 cm großem Granat auf (Probe Hejl 2022/1). Der Granatglimmerschiefer unterlagert den granatärmeren Glimmerschiefer konkordant und fällt wie dieser mittelsteil nach Norden ein.

Lagen und Linsen von Kalkmarmor treten auch im Granatglimmerschiefer auf – so z.B. im hinteren Ramertalm, am Schwarzkarspitze (1.996 m) und 200 m westlich vom Plöschmützzinken (2.095 m). Eine über 2 km lange und bis zu 250 m breite Kalkmarmorlage erstreckt sich vom Grat südöstlich des Kühofenspitzes (2.145 m) bis in das hintere Englitztal herunter und von dort weiter bis auf den Höhenrücken, der dieses vom Ramertalm trennt.

Bemerkenswert ist das weitgehende Fehlen von Metabasen in diesem Teil des Wölz-Komplexes. Nur im Wildbachschutt bei der Vorderen Mörsbachalm fanden sich wenige Stücke von Hornblendegarbenschiefer mit radialstrahligen, bis ca. 5 cm großen Hornblendenadeln. Ganz ähnliche Hornblendegarbenschiefer sind dem Autor aus dem Radentheiner Granatglimmerschiefer bei Afritz (Kärnten) bekannt. Möglicherweise sind diese beiden Glimmerschieferorkommen äquivalent und bildeten eine zusammenhängende Einheit mit gleichem Edukt und annähernd gleicher Metamorphoseentwicklung.

### Der Ennstal-Komplex

Über der basalen Deckengrenze der Öblarn-Decke liegen bis über 250 m mächtige, helle Serizitschiefer und Serizitquarzite, welche die sulfidischen Erzlager der Lagerstätte Walchen enthalten (UNGER, 1968). Das gesamte Gesteinspaket fällt mittelsteil nach Norden ein. Seine Gesamtmächtigkeit nimmt von West nach Ost zu, wobei am Höhenrücken südlich des Karlspitzes (1.848 m) eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 350 m erreicht wird.

Weiter nördlich bzw. im Hangenden folgen quarzärmere, dunkelgraue Phyllite, die vermutlich aus ehemaligen Tonschiefern oder Grauwacken hervorgegangen sind. Darin eingelagert befinden sich konkordante, blassgrüne bis olivgrüne Chloritschiefer. Sie treten z.B. am Spornrücken 300 m westlich des Karlspitzes (1.848 m) auf. Es handelt sich um die gleichen Chloritschiefer, die auch an anderen Stellen im Ennstal-Komplex vorkommen.

### Quartäre Sedimente und Formen

Spätglaziale Moränen befinden sich im Talgrund des Englitztales, in der näheren Umgebung der Matillentalm, bei der Weppritzalm, im Dornkar, im südlichen Talschluss des Ramertals, im Steinkar, auf dem Schusterboden und im hinteren Mörsbachtal, unmittelbar an der östlichen Kartenblattgrenze.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von insgesamt drei Blockgletscherablagerungen mit typisch wulstartigen Formen. Es sind dies:

- 1.) eine Blockgletscherablagerung ca. 200–400 m nördlich des Plöschmützzinkens (2.095 m) in 1.940–2.000 m über NN;
- 2.) eine Blockgletscherablagerung ca. 150 m nordwestlich des Lämmertörls (1.920 m) in 1.820–1.860 m über NN;
- 3.) eine Blockgletscherablagerung im namenlosen Kar nördlich des Steinkars. Dieses Objekt befindet sich in 1.780–1.880 m über NN.

Die genannten drei Objekte liegen in einem relativ engen Höhenintervall zwischen 1.780 und 2.000 m über NN, also größtenteils über der rezenten Waldgrenze, aber weit unter der rezenten Permafrostgrenze, die nur von den höchsten Gipfeln der Niederen Tauern knapp überschritten wird (z.B. Hochgolling, 2.863 m). Es handelt sich offenbar um spätglaziale oder allenfalls frühholozäne Reliktformen. Eine genauere Alterseinstufung ist vorerst nicht möglich.

### Literatur

HEJL, E. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ennstal-Komplex und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 201–203, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 – Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 2–52, Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach

GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER

### Einleitung

Anschließend an die Kartierungen vom Sommer 2020 (GRIESMEIER et al., 2021) wurden im Jahr 2021 angrenzende Gebiete im hinteren Großsölketal und hinteren Katschtal auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach bearbeitet. In diesem Bericht werden zunächst die Ergebnisse zur Geologie der Festgesteine und im Anschluss die beobachteten quartären Ablagerungen und Formen dargestellt.

## Geologie der Festgesteine

Das Gebiet um den Sölkpass (1.788 m) wird von mehreren, aus kristallinen Gesteinen bestehenden oberostalpinen Decken aufgebaut. Nur ganz im südwestlichsten Anteil des kartierten Gebietes tritt die tektonisch tiefste Obertal-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems zutage. Der Großteil wird von der Donnersbach-Decke eingenommen, die von der Pusterwald-Decke überlagert wird. Beide sind nach SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzuordnen. Die Pusterwald-Decke ist zumindest oberhalb nicht auf GK50 Blatt 128 Gröbming anzutreffen, sie tritt aber unmittelbar östlich davon auf den GK50 Blättern 129 Donnersbach und 159 Stadl an der Mur auf. Die Kartierung dieser Bereiche ist notwendig, um das Vorhandensein und die Lage von wesentlichen Scherzonen zu erfassen, welche die Grenzflächen zwischen der Donnersbach- und Pusterwald-Decke bilden. Diese setzen sich zumeist von quartären Sedimenten bedeckt und schlecht erkennbar gegen Westen auf GK50 Blatt 128 Gröbming fort.

### Obertal-Decke

Im bearbeiteten Bereich wird die Obertal-Decke durch den Schladming-Komplex aufgebaut (MANDL et al., 2014). Dieser tritt, durch Störungen begrenzt, in einem Bereich direkt westlich des Oberen Zwieflersees (1.925 m) auf, wobei ein Einfallen der Schieferungsflächen nach NE oder SE zu beobachten ist. Angetroffen wurde zum Teil migmatischer, feldspatreicher Paragneis mit Amphibolit- sowie Orthogneislagen. Untergeordnet ist auch Glimmerschiefer vorhanden. Der Paragneis bricht meist zu dicken Platten oder Blöcken und wittert mit runden Formen ab. Das Gestein ist arm an Muskovit, führt aber in manchen Lagen Amphibol. In den hellen feldspatreichen Typen ist oft viel xenomorpher Granat mit bis zu 1,5 mm im Durchmesser vorhanden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass der Granat zweiphasig gewachsen ist. Die Alter der beiden beobachteten Granatgenerationen sind derzeit unklar. Traditionell wird für die Einheit eine amphibolitfazielle variszische Metamorphose angenommen (HOINKES et al., 1999). Neueste Ergebnisse von HAAS et al. (2021) zeigen, dass die in der Einheit unweit entfernt auftretenden Orthogneise im Perm kristallisiert sind und mit der Migmatisierung der Paragneise in Zusammenhang stehen. Schließlich könnten die Ränder der Granate auch während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide gebildet worden sein.

### Donnersbach-Decke

Die Donnersbach-Decke baut sich aus dem liegenden Greim- und dem hangenden Wölz-Komplex auf. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist sehr wahrscheinlich eine präalpidische Scherzone.

### Greim-Komplex

Die westliche Talseite des hinteren Großsölktales zwischen Mittereck (2.284 m) bzw. Kampriedel und dem Sölkpass (1.788 m) wird vom Greim-Komplex aufgebaut. Seine weitere Fortsetzung findet dieser vom Nageleck (2.155 m) bis zur Kreuzerhütte (1.378 m). Für den Greim-Komplex kann auf Grund der neuen Ergebnisse folgende prinzipielle lithologische Abfolge angegeben werden: Der liegende Anteil besteht vorwiegend aus Paragneis, der sich zu einer Wechselfolge aus Paragneis und Amphibolit entwickelt.

Der hangende Anteil wird von Glimmerschiefer dominiert, der wie folgt weiter untergliedert werden kann: Direkt über dem Amphibolit ist der Glimmerschiefer zum Teil granatreich und kann als Granat-Glimmerschiefer angesprochen werden. Es folgt Glimmerschiefer, der Staurolith bzw. häufig Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith enthält. In diesem Bereich findet sich eine markante Lage aus Tremolit führendem Dolomitmarmor, der von Lagen aus Kalzitmarmor begleitet sein kann. Der hangendste Teil besteht aus monotonem Glimmerschiefer bis Paragneis.

Der **Paragneis** ist feinkörnig und besteht aus Biotit, Plagioklas, Quarz und relativ wenig Muskovit. In einzelnen Lagen ist er sehr quarz- und feldspatreich mit nur vereinzelten Biotitschuppen von 0,5 bis 1 mm Größe. Das Gestein wittert oft sehr hell an, sodass er aus der Entfernung nicht vom Marmor zu unterscheiden ist. Immer wieder sind auch Übergänge zu Glimmerschieferlagen vorhanden. Der **Amphibolit** tritt in verschiedenen Varianten auf. Häufig findet sich Bänderamphibolit mit einem Lagenbau im mm-Bereich, der zumeist verfault ist. Ebenfalls weit verbreitet tritt Granat-Amphibolit auf, wobei der Granat sowohl bezüglich seiner Häufigkeit als auch Korngröße (bis max. 5 mm) schwankt. Epidot ist im Handstück unauffällig, außer an Kluff- und Harnischflächen. Im Dünnschliff ist dispers verteilter Epidot immer wieder vorhanden.

Der **Glimmerschiefer** des hangenden Anteils ist reich an Muskovitaggregaten mit Korngrößen von etwa 1 mm. Er bricht zu groben Blöcken, die ockerfarben anwittern. Die eingelagerten, charakteristischen Lithologien – Granat-Glimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith und Marmor – sind bereits im Bericht von GRIESMEIER et al. (2021) beschrieben. Von besonderem Interesse ist ein Granat-Glimmerschiefer, der an der Forststraße im Hohenseebach-Graben auf etwa 1.400 m Seehöhe auftritt. Das Gestein ist reich an 1–3 mm großen Granatkristallen, welche – untypisch für den Greim-Komplex – idiomorph ausgebildet sind. Das Gestein passt zwar gut in das lithologische Spektrum des Wölz-Komplexes, es tritt allerdings im Verband mit Paragneis und vor allem Tremolit-Marmor auf, die für den Greim-Komplex typisch sind.

Der Greim-Komplex tritt in drei durch Störungen getrennten Blöcken auf, die auch durch unterschiedliches Einfallen charakterisiert sind:

- 1) Im Bereich des Nagelecks (2.155 m) fällt die beschriebene Abfolge generell gegen Osten ein. Dies wird besonders durch den einige Zehnermeter mächtigen Amphibolitzug deutlich, der die Wände westlich vom Heck aufbaut und über den westlichen Vorgipfel des Nagelecks bis in die Felswände oberhalb der Kaltenbachkehre der Sölkpass-Straße zieht. An der Sölkpass-Straße ist Blockwerk aus Granat-Amphibolit bis in 1.640 m Seehöhe zu finden. Aufgrund der eckigen Kornform muss dieses Material aus den direkt darüber liegenden Felswänden an den Nordabfällen des Nagelecks stammen. Genau konnte das Herkunftsgebiet der Amphibolite aber nicht ausgeschieden werden, da die Felswände unzugänglich sind und sich die umgebenden Paragesteine aus der Entfernung nicht unterscheiden lassen. Die überlagernden Granat-Glimmerschiefer und Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith sind direkt westlich des Sölkpasses auch im Blockwerk sehr häufig anzutreffen.

- 2) Im Bereich um das Deneck (2.433 m) ist ein generelles Einfallen nach Norden zu beobachten, wobei die Gesteine um E–W-streichende Faltenachsen mit steil stehenden Achsenflächen verfault sind. Ein bedeutender Amphibolitzug lässt sich entlang der nach Südwesten ausgerichteten Wände unterhalb der Etrachböden verfolgen. Die wahrscheinliche Fortsetzung ist im hintersten Gschrott anzutreffen. Eine mehrere Meter mächtige Amphibolitlage im Bereich des Sonnkares auf 1.850 m Seehöhe legt nahe, dass es sich auch hier um tiefere Anteile des Greim-Komplexes handelt. Dezimeter mächtige Amphibolitlagen sind in Gletscherschliffen nahe dem Abflussbereich des Unteren Kaltenbachsees am Weg aufgeschlossen. Der charakteristische Dolomitmarmorzug findet sich in den westlichen Abhängen des Denecks, bei den Etrachböden und im Bereich der Kaltenbachseen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um eine einzige Lage, die an mehreren Störungen abgeschnitten und versetzt ist. Besonders an der Westseite des Denecks ist diese eindrucksvoll verfault und an zwei Störungen versetzt. Granat-Glimmerschiefer kommen in Aufschlüssen auf den Etrachböden und als Blöcke im Moränenmaterial im Kar östlich des Mitterecks (2.284 m) auf etwa 1.600 m vor. Wiederum als Blöcke sind sie zwischen dem Unteren Kaltenbachsee und der Kaltenbachalm zu finden. Vorkommen von Glimmerschiefern mit Hellglimmer-Pseudomorphosen finden sich nördlich der Etrachböden, im Bereich des Oberen Kaltenbachsees sowie östlich des Unteren Kaltenbachsees.
- 3) Um das Schafdach (2.314 m) auf der östlichen Seite des Großsölktales fällt der Greim-Komplex ebenfalls nach Norden ein.

### **Wölz-Komplex**

Der Wölz-Komplex wird von Granat-Glimmerschiefer mit Lagen von Amphibol führendem Glimmerschiefer (Garbenschiefer), Amphibolit, Marmor und Quarzit aufgebaut.

Der **Glimmerschiefer** ist in GRIESMEIER et al. (2021) hinlänglich beschrieben. In den neu kartierten Bereichen dominieren unspektakuläre Typen von Granat-Glimmerschiefer mit gut ausgeprägter Krenulation und zumeist steil stehenden Achsenflächen. Eine flache Lagerung dieser Gesteine mit weit offener Faltung ist auch für die Ausbildung des Plateaus südlich des Zinken (2.191 m) verantwortlich.

Ein Zug aus **Amphibolit** zieht in E–W-Richtung quer über den Zinken. Die Mächtigkeit erreicht am Ostabfall und in den Felswänden auf der Nordseite einige Zehnermeter. Im Gegensatz zum Amphibolit im Greim-Komplex sind darin immer wieder bis zu zentimeterdicke, grasgrüne Lagen, die hauptsächlich aus Epidot bestehen, enthalten, während Granat makro- und mikroskopisch nicht zu beobachten ist.

**Marmor** findet sich im kartierten Bereich an zwei Lokalitäten, wobei das Gestein jeweils unterschiedlich ausgebildet ist. In den hohen Anteilen der Felswände, welche die Westseite im hinteren Gschrott aufbauen, ist eine durch Störungen zerlegte Lage mit bis über 10 m Mächtigkeit vorhanden. Basierend auf Beobachtungen aus Fallstücken unter den Wänden handelt es sich um recht inhomogene, weiß, gelblich und grau gefärbte, zumeist stark silikatisch verunreinigte Kalzit- und Dolomitmarmore. Wie im Dünnschliff

erkennbar, enthalten sie in wechselnder Menge Muskovit, Quarz, Tremolit und Phlogopit. Die für den Greim-Komplex typischen hellgrauen Dolomitmarmore mit großen Tremolitkristallen und Aggregaten, die auf der Ostseite des Kares vorhanden sind, fehlen. Ein weiterer Marmorzug ist südlich des Ostgrates des Zinken über mehr als 600 m weit verfolgbar. Zum Teil handelt es sich um reinen, weißen Kalzitmarmor, der schöne Verkarstungsformen zeigt. Die Mächtigkeit der Lage beträgt einige Meter.

### **Pusterwald-Decke**

Die Pusterwald Decke wird vom Rappold-Komplex aufgebaut. Dieser ist im Allgemeinen durch Glimmerschiefer und zum Teil migmatischen Paragneis mit häufigen Einschaltungen von Amphibolit, Quarzit, Marmor und zu Gneisen deformierten, permischen Pegmatiten gekennzeichnet. Beschreibungen der Gesteine sind in GRIESMEIER et al. (2021) enthalten.

Die Kartierung zeigt, dass die Bereiche westlich des Hochstufens (2.385 m) bis in das Seekar, in dem recht häufig Pegmatitgneise anzutreffen sind, vom Rappold-Komplex aufgebaut werden. Diese Bereiche waren in ähnlicher Weise schon in GK50 Blatt 129 Donnersbach von METZ (1979) als plagioklasreicher Glimmerschiefer innerhalb der „Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern hervorgehoben worden. Die Pegmatitgänge sind im Allgemeinen bis 2 m mächtig und zeigen eine einfache mineralogische Zusammensetzung aus Feldspat, Quarz und untergeordnet Muskovit. Die Intensität der Deformation ist unterschiedlich und meist an den Rändern konzentriert. Bisweilen sind die Gänge boudiniert.

### **Strukturprägung**

Die strukturellen Aufnahmen bestätigen die Beobachtungen von GRIESMEIER et al. (2021). Die Gesteine des Greim- und Rappold-Komplexes lassen unterschiedlich gut erhaltene präalpidische Strukturen erkennen, wobei die prägende Schieferung  $S_x$  oft parallel zum stofflichen Lagerbau und zu den Quarzmobilisatlagen liegt. Letztere sind darin isoklinal verfault. Mit Bezug auf die eingelagerten Pegmatitgneise ist daher zumindest für den Rappold-Komplex eine permische Bildung dieser Strukturen wahrscheinlich. Zumeist ist eine jüngere Schieferung  $S_{x+1}$  vorhanden, die aber oft parallel oder in flachem Winkel zu  $S_x$  steht. Diese zeigt eine stark unterschiedliche Intensität und ist dem Eoalpidischen Ereignis in der Kreide zuzurechnen. Im Wölz-Komplex entstand die prägende Schieferung  $S_x$  hingegen erst in der Kreide während des Eoalpidischen Ereignisses nahe dem Höhepunkt der Metamorphose, die Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies erreichte.

$S_x$  und  $S_{x+1}$  sind in allen Einheiten um E–W orientierte Achsen ( $F_{x+2}$ ) mit steil einfallenden Achsenflächen großräumig verfault. Im Kleinbereich ist oft eine gleichmäßige Krenulation mit mehr oder weniger deutlicher Achsenflächenschieferung ( $S_{x+2}$ ) entwickelt (Aufschluss RS-21-128-180). Die Faltung  $F_{x+2}$  erfolgte nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide, als die Einheiten bereits zueinander in Kontakt waren.

Die vorliegende Bearbeitung brachte auch ergänzende Beobachtungen und Hinweise auf bisher noch nicht bekannte Störungszonen:

Die Katschbachtal-Störung (GRIESMEIER et al., 2021), die im Talboden generell von quartären Ablagerungen bedeckt ist, verläuft wahrscheinlich in das Gschrött, wo sie in den hintersten Karwänden in das Bräualmbachtal übersetzt. In den Wänden ist ein stark schwankendes Einfallen und eine starke spröd-tektonische Zerlegung zu beobachten.

Die Störung im östlich gelegenen Feistritzal, welche dort die Grenze zwischen dem Rappold- und Greim-Komplex bildet, zieht an einer bisher noch nicht bekannten Stelle zwischen dem Aarfeldspitz (2.284 m) und dem Hochstubofen (2.385 m) über den Kamm in das Großsölktal (GRIESMEIER et al., 2021). Zumindest ein Teil davon quert im Sattel zwischen Hochstubofen und dem westlich gelegenen Gipfel (2.220 m) und läuft weiter über den kleinen See 300 m westlich der Haseneckscharte (2.205 m) bis in das Seekar.

Im Bereich des Hohenseebachtals konnten an Aufschlüssen aus Glimmerschiefer und Paragneis des Greim-Komplexes entlang der Forststraße zahlreiche gut ausgebildete Harnische gemessen werden. Diese zeigen eine deutliche Striemung und Faserkristalle (Chlorit und Albit) mit Abrisskanten (Aufschluss RS-21-128-023). Die Auswertung ergab, dass die Harnische wahrscheinlich zwei Deformationsphasen zuzuordnen sind. Erstens einer WSW–ENE orientierten, sinistralen Seitenverschiebung und zweitens einer Abschiebung vornehmlich gegen SE. Diese Daten legen nahe, dass sich im Tal, das einen auffällig geraden Verlauf in WSW–ENE-Richtung zeigt, eine Störung – die Seebachtal-Störung – befindet, mit welcher die erste Deformationsphase korreliert.

Der gerade, NW–SE orientierte Verlauf des oberen Großsölktals könnte ebenfalls durch eine bedeckte Störung im Talboden bedingt sein. Einige Harnischflächen, die 300 m ESE der Mautneralm (1.292 m) gemessen wurden (Aufschluss RS-19-128-054), zeigen eine Orientierung etwa parallel zum Talverlauf und einen sinistralen Versatz.

An den Südhängen des vom Zinken (2.191 m) gegen Osten verlaufenden Grates befindet sich eine größere Massenbewegung, die Glimmerschiefer und den mächtigen Amphibolitzug erfasst. In den Amphiboliten (Aufschluss RS-21-128-150) sind immer wieder Harnischflächen zu finden, die zeigen, dass die Massenbewegung an bereits tektonisch vorgeprägten Strukturen angesetzt hat. Der Chlorit auf den Harnischflächen zeigt eine deutliche Striemung, die Auswertung der Daten ergab jedoch kein eindeutiges Bild.

## Quartäre Sedimente und Formen

Dieses Kapitel behandelt die quartären Sedimente und Formen, die im Bereich östlich des Mitterecks (2.284 m) und Denecks (2.433 m) auftreten sowie die tieferen Teile des Nordhanges der Hornfeldspitze (2.277 m) im Bereich der Winkler Alpe und die Kare nördlich des Hochstubofens (2.385 m). Zusätzlich beinhaltet die Beschreibung Anteile südlich des Sölkpasses (1.788 m), südseitige Abhänge des hinteren Katschtales und Areale bei den Zwieflerseen.

### Bereich östlich des Mitterecks und Denecks

Die oberen Bereiche des hier beschriebenen Hanges sind nicht durch Wege erschlossen und kaum zugänglich. Da-

her beruhen die Beschreibungen auf Beobachtungen, die vom Gipfel des Denecks aus gemacht und durch Laserscanauswertungen ergänzt wurden.

Unter den Karwänden des Denecks (2.433 m) befindet sich das Sonnkar. In diesem treten unterhalb der Karwände Hangablagerungen auf, an die sowohl nordöstlich als auch südöstlich des Denecks Blockgletscherablagerungen anschließen. Die nordöstliche Blockgletscherablagerung befindet sich in einem gegen ESE offenen Bereich und beinhaltet mehrere Stauchwülste und reicht bis auf eine Höhe von 2.200 m Seehöhe herab. Darunter befinden sich Gletscherschliffe mit nur geringmächtigen Resten von Grundmoräne. Die südöstliche Blockgletscherablagerung setzt in 2.180 m Seehöhe an und reicht Richtung ENE bis auf 2.080 m Seehöhe herab. Unmittelbar darunter tritt eine durch einen deutlichen Wall gekennzeichnete End- und Seitenmoränenablagerung auf. Deren unteres Ende befindet sich in ca. 2.000 m Seehöhe. Unterhalb dieses Walles befinden sich Grund- und Ablationsmoränenablagerungen, die vom Grasrinnrücken mit Hangschutt überstreut werden. Diese reichen bis etwa 1.600 m, wo um die Sonnkarhütte eine Verflachung auftritt, die als Schwemmfächer interpretiert wird. Dieser Schwemmfächer schüttet auf einen mehrere Zehnermeter mächtigen Lockergesteinskörper, in den mehrere tiefe Erosionsrinnen eingeschnitten sind. In Aufschlüssen entlang der in etwa 1.420 m Seehöhe angelegten Forststraße lassen sich diese Lockergesteine gut studieren. Dieses Sediment ist als Kies-Sand-Gemisch anzusprechen, zeigt jedoch eine laterale Zonierung. Die Matrix ist sandig und die Komponenten darin messen bis zu mehrere Dezimeter im Durchmesser. In den äußeren Bereichen sind die Komponenten häufig angular bis subangular und seltener gerundet, wohingegen gut gerundete Geschiebe im Kernbereich deutlich überwiegen, wobei deren Korngröße generell geringer ist. Dieser Lockergesteinskörper wird als lokale Ablagerung am Eisrand interpretiert. Den Hangfuß bilden rezente Schwemmkegel.

Im ostschauenden Kar unter dem Mittereck (2.284 m) befindet sich unterhalb ausgedehnter Schuttfelder wiederum eine wallförmig ausgebildete End- und Seitenmoränenablagerung, die bis auf 1.970 m hinabreicht. Unterhalb befinden sich Gletscherschliffe ohne Grundmoränenauflage und im Anschluss daran eine weitere End- und Seitenmoränenablagerung, die auf knapp unter 1.800 m hinabreicht. Darunter ist der gesamte Talbereich von Grund- und Ablationsmoränenablagerungen bedeckt. In den unteren Hangbereichen nimmt der Anteil an verschwemmtem und umgelagertem Material zu, wobei ab etwa 1.500 m Seehöhe eine mehr oder weniger geschlossene Bedeckung davon vorhanden ist. Nur stellenweise tritt intakte Grundmoränenablagerung darunter hervor. Aus diesem Grund wurden die tieferen Hangbereiche in der Karte als Hangablagerung mit Moränenmaterial ausgeschieden.

Taleinwärts des Sonnkares sind keine größeren Kare vorhanden und die Felswände reichen bis in etwa 1.550 m Seehöhe herab. Unter diesen befinden sich etliche Meter mächtige Hangablagerungen aus grobem Blockwerk. Dieses Blockwerk überlagert Grundmoränenablagerungen, die in den flachen Hanganteilen nahe des Talbodens an der Oberfläche auftreten. An einzelnen Stellen sind Bachläufe eingeschnitten, an die letztlich Schwemmkegel anschließen.

Auch mit Bezug auf die Darstellungen in GRIESMEIER (2021) und GRIESMEIER et al. (2021) in anderen Karen im Großsölketal werden die oben erwähnten Ablagerungen wie folgt interpretiert: Die Grund- und Ablationsmoränenablagerungen in den tieferen Hangbereichen entstanden während des Würm-Hochglazials (LGM; ~30–20 ka). In der Eiszerfallsphase wurden die Eisrandablagerungen von Bächen aus dem Sonnkar lokal an das abtauende Eis des Großsölgletschers geschüttet. Vermutlich ab diesem Zeitpunkt wurden die Grundmoränenablagerungen in den unteren Talbereichen auf den vegetationslosen Hängen verschwemmt und von Hangablagerungen überspült. Der Wall östlich des Mitterecks (2.284 m), der auf knapp unter 1.800 m endet, könnte sich im Zuge des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka) gebildet haben. Die beiden Wälle in etwa 2.000 m Seehöhe sind möglicherweise im Egesen-Stadial (~13–12 ka) entstanden. Die Blockgletscher könnten noch während des Egesen-Stadials oder kurz danach aktiv gewesen sein.

### **Bereich nördlich der Hornfeldspitze (2.277 m)**

Im Kar nördlich des Gipfels befindet sich unterhalb der Karwände Schutt und grobes Blockwerk mit Kubaturen von bis zu 10 m<sup>3</sup>. Daraus entwickelte sich eine Blockgletscherablagerung, die bis auf 1.720 m Seehöhe herabreicht. Sie besteht aus sehr angularen Blöcken mit Größen bis 6 m Durchmesser, die ohne erkennbare Matrix ineinander verkeilt sind. Lateral überschüttet das Blockwerk eine strukturierte Gletscherschlifflandschaft. Der Bereich ist stark bewachsen und weist lokale Vernässungen auf. Die etwas steileren Hangbereiche unterhalb des Kares sind von Hangablagerungen mit Moränenmaterial bedeckt. Im Bereich des flachen Hangfußes sind immer wieder Grundmoränenablagerungen aufgeschlossen, die vom Großsölkbach bis auf das Festgestein erodiert sind.

### **Kare nördlich des Hochstubofens**

Direkt nördlich des Hochstubofens (2.385 m) befindet sich ein N–S gestrecktes Kar. Unterhalb der Karwände befindet sich grobblockiger Hangschutt und bedeckt Felsen, die an manchen Stellen unter dem Schutt herausragen. In flacheren Karbereichen weist ebenfalls grobblockiger Schutt einzelne Loben auf. Im Westen der beschriebenen Blöcke befindet sich ein deutlich ausgebildeter Seitenmoränenwall, auf dem der Wanderweg, der auf den Hochstubofen führt, verläuft. Der Wall wird ebenfalls von Blöcken aufgebaut, die zumeist angular ausgebildet sind. Die Matrix zwischen den Blöcken ist durch Grasbewuchs nicht erkennbar. Er setzt sich unterhalb eines kleinen Sees fort und bildet in diesem Bereich auf 2.020 m Seehöhe einen Endmoränenwall. An einzelnen Stellen treten auch im Bereich des Walles Felsen an die Oberfläche, die vermutlich eine ehemalige Karschwelle darstellen. Aufgrund der Höhenlage des Walles wird angenommen, dass er von einem Gletscher des Egesen-Stadials gebildet wurde. Die beschriebenen Loben könnten darauf hindeuten, dass das Blockwerk nach Abschmelzen des Eises in Form eines Blockgletschers etwas nachbewegt wurde.

Ein weiteres Kar befindet sich nordwestlich des Hochstubofens (2.385 m). Die oberen Karbereiche sind wiederum von Hangschutt bedeckt, der allerdings etwas kleinstückiger und bewachsener ist als im zuvor beschriebenen Kar.

Der Großteil des Kares ist relativ flach und von unruhiger Morphologie geprägt. Einzelne Buckel, die mit einzelnen Steinen und Blöcken übersät sind, prägen das Erscheinungsbild. Diese Morphologie wird von einem deutlich ausgebildeten, blockreichen End- und Seitenmoränenwall im südlichen Bereich des Kares überprägt, der sich auf einer Höhe von 2.040 m Seehöhe befindet. Die Blöcke sind wiederum zumeist angular, erreichen vereinzelt mehrere Meter Länge und sind bereichsweise ineinander verkeilt. Auffallend ist, dass an der Innen- und Außenseite des Walles relativ grobe Blöcke liegen, während der Kamm des Walles, der deutlichen Grasbewuchs zeigt, von kleinstückigerem Material aufgebaut ist. Wiederum wird angenommen, dass ein Gletscher des Egesen-Stadials den Wall gebildet hat. Aufgrund der Korngrößenzonierung am Wall kann nicht ausgeschlossen werden, dass auch dieser als Blockgletscher wenig nachbewegt wurde.

Unterhalb beider Kare befindet sich eine ausgedehnte Gletscherschlifflandschaft.

### **Sölkpass**

Wie bereits in GRIESMEIER (2020) erwähnt, bildete der Sölkpass (1.788 m) zurzeit des LGMs eine glaziale Transfluenz. Dies zeigt sich vor allem anhand der abgeschliffen wirkenden Morphologie, aber auch anhand ausgedehnter Grundmoränenablagerungen im südlichen Bereich des Sölkpasses. Im Bach, der den Sölkpass nach Süden entwässert, zeigt sich, dass diese Sedimente eine Mindestmächtigkeit von mehreren Metern erreichen. Die Sölkpass-Straße verläuft Richtung Süden fast ausschließlich in diesen Ablagerungen, nur Anteile östlich der Hornfeldspitze (2.277 m) sind von Hangschutt überlagert. Die Kreuzerhütte befindet sich auf einem Schwemmfächer, der sich aus dem Aargraben entwickelt.

### **Hinteres Katschtal**

Dieses Kapitel enthält geringfügige Ergänzungen zu den Beschreibungen des Hinteren Katschtales in GRIESMEIER et al. (2021). Unterhalb des Denecks (2.433 m) wurden in GRIESMEIER et al. (2021) zwei Blockgletscherablagerungen beschrieben. Die östliche der beiden beinhaltet im obersten Bereich eine kleine Lacke und subglaziale Wallformen. Es wird daher angenommen, dass diese Blockgletscherablagerung einen nachbewegten schuttbedeckten Gletscher darstellt.

Die Südseite des hinteren Katschtales weist deutlich weniger Grundmoränenablagerungen auf als die Nordseite und ist auch wesentlich steiler. Vermutlich hängt dies mit der Schürfwirkung des ehemaligen Gletschers zurzeit des LGMs zusammen, der auf der Innenseite stärker erodierte als auf seiner Außenseite. So konnten auf der Südseite nur einzelne Schwemm- und Murkegel sowie Hangablagerungen unterhalb zahlreicher Felswände beobachtet werden. Eine Ausnahme stellt eine großflächige Massenbewegung nördlich des Kammes, der vom Zinken (2.191 m) nach Osten verläuft, dar. Anhand des Laserscan-Bildes lassen sich in diesem Bereich Fließstrukturen erkennen und es lassen sich zumeist nur Blöcke beobachten. Die obere Abgrenzung dieser Fließmasse ist nur schwer feststellbar, da sie von Hangschutt überlagert ist, der vom oben beschriebenen Kamm herabstürzt. Im Tal reicht die Masse etwa bis zum Katschbach.



## Kar der Zwiefelderseen bis zum südlichen Blattrand

Das Kar, in dem sich die Zwiefelderseen befinden, wird im Norden von Karwänden umrahmt, die zum Teil eisüberflossen waren, wie sich durch runde Morphologie im Bereich zwischen Zinken (2.191 m) und einem namenlosen Berg weiter östlich (2.288 m) zeigt. Südlich des namenlosen Berges befindet sich eine Gletscherschlifflandschaft mit einzelnen kleinen Seen. Der Zinken besteht aus durch Frostsprengung aufgelockerten Glimmerschiefern. Oft ist diese periglaziale Verwitterung soweit fortgeschritten, dass einzelne Blöcke korngestützt übereinanderliegen. Entlang des Kammes Richtung Osten befinden sich mehrere Zerspalten mit mehreren Metern Versatz. Diese sind bis auf etwa 1.950 m Seehöhe verfolgbar, wo sie von einer deutlichen Abrisskante abgelöst werden. Diese bildet den nördlichsten Rand einer tiefgreifenden Hangdeformation, die den gesamten Hang bis auf etwa 1.700 m Seehöhe auflockert. Der Gesteinsverband ist jedoch noch soweit gegeben, dass einzelne Gesteinslagen weithin verfolgbar sind. Unterhalb des Zinken befindet sich ein sanft Richtung Osten abfallendes Plateau, auf dem kaum Steine, aber einige wenige Festgesteinsaufschlüsse zu finden sind. Es ist deutlich vernässt und wird somit als Grundmoränenablagerung interpretiert. Nördlich des Unteren Zwiefeldersees (1.809 m) ist innerhalb dieser Ebene eine etwa 2 m hohe Abrisskante auszumachen. Diese Abrissfläche stellt die westlichste Ausdehnung der oben beschriebenen Massenbewegung dar. Der Obere Zwiefeldersee (1.925 m) bildet einen Karsee, der in eine vom Gletscher ausgeschürfte Mulde eingesenkt ist. Ausgedehnte Vernässungsebenen östlich des Sees legen nahe, dass er sich auf Grundmoränenablagerungen befindet. Der Bereich unterhalb dieses Sees ist von Gletscherschliffen mit einzelnen Senken, die mit Grundmoränensedimenten verfüllt sind, geprägt. In einer größeren Senke liegt der Untere Zwiefeldersee (1.809 m) außerhalb der Blattgrenze. Auch entlang des Baches, der den Unteren Zwiefeldersee entwässert, treten häufig flächenhaft Grundmoränenablagerungen auf. Auffallend ist eine Wallform am Talaustritt des Zwiefelertales. Diese setzt in etwa 1.400 m Seehöhe an, zieht ungefähr 250 m Richtung Osten, wo sie nach Süden umbiegt und auf etwa 1.300 m Seehöhe endet. Der Wall ist stark bewachsen, nur einzelne Blöcke sind erkennbar. Aufgrund der Morphologie wird er als Seitenmoränenwall interpretiert. Da das Einzugsgebiet des Gletschers, der diesen Wall produzierte, relativ groß und ostexponiert ist und da vor allem die Gipfel der Karumrahmung teilweise 2.400 m Höhe erreichen, könnte der Gletscher möglicherweise während des Gschnitz-Stadials aktiv gewesen sein.

## Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.

HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.

HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79/1**, 151–181, Zürich.

MANDL, G., HEJL, E. & VAN HUSEN, D. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 127 Schladming. – 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

METZ, K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 129 Donnersbach. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclologiae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.

## Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau

RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER

## Einleitung

Der vorliegende Bericht beschreibt Kartierungsergebnisse rund um den Sölkpass, aus dem obersten Katschtal, Etrachtal, Großsölkthal, Bräualmbachtal und Schödergraben auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau. Die bearbeiteten Areale schließen an Kartierungen aus den vergangenen Jahren an, die in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021) sowie GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) beschrieben sind. Im Folgenden werden zunächst die Festgesteine und danach die beobachteten quartären Ablagerungen und Formen der neu kartierten Areale beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

## Geologie der Festgesteine

Das Gebiet um den Sölkpass (1.788 m) wird von oberostalpinen Decken aufgebaut, die aus metamorphen Gesteinen bestehen. Die tektonisch tiefste Obertal-Decke (MANDL et al., 2014) des Silvretta-Seckau-Deckensystems wird vom Riesach-Komplex aufgebaut und tritt im südwestlichsten Anteil des kartierten Gebietes auf. Der Großteil wird von der überlagernden Donnersbach-Decke eingenommen, die aus dem liegenden Greim- und dem hangenden Wölz-Komplex besteht. Das hangendste Element ist die Pusterwald-Decke, die aus dem Rappold-Komplex aufgebaut ist und im östlichen Anteil ihre Verbreitung findet. Die beiden letztgenannten Decken gehören nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-De-

ckensystem an. Die Kontakte der Decken zueinander zeigen zum Teil komplizierte Verschnitte mit der Topografie. Diese sind darauf zurückzuführen, dass der kretazische Deckenstapel von einem spätkretazischen Großfaltenbau mit etwa E–W streichenden Achsen verformt und durch känozoische Störungszonen zerlegt ist. Die neu kartierten Grenzen weichen bereichsweise erheblich von der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) und bestehenden Kartenmanuskriptversionen ab.

Die folgenden Absätze beinhalten zunächst ergänzende Bemerkungen zu den auftretenden Lithologien, welche in den oben genannten Berichten sowie in ROCKENSCHAUB (1986) und HEJL (2018) bereits ausführlich beschrieben sind. Danach werden die Lagerungsverhältnisse und die tektonischen Grenzflächen behandelt.

## Lithologische Beschreibungen

### Schladming-Komplex

Der Schladming-Komplex besteht aus Paragneis, Hornblendegneis und Amphibolit, sowie leukokrater, granitischem Orthogneis.

Der **Paragneis** bricht grobblockig oder plattig. Blöcke, die länger der Verwitterung ausgesetzt waren, zeigen typischerweise rundliche Kanten, da die isometrischen Quarz- und Feldspatkristalle bevorzugt von den Kanten abwittern. Er ist generell feinkörnig und durch einen hohen Feldspat-Modalbestand hellgrau gefärbt. Biotit dominiert gegenüber Muskovit. Biotit ist bereichsweise chloritisiert, wodurch das Gestein eine grünliche Farbe zeigen kann. Außer in wenigen Lagen ist Granat unauffällig und weist eine Korngröße von maximal 1 mm auf. Im Dünnschliff ist immer wieder Epidot als akzessorischer Gemengteil zu erkennen. Stellenweise, oft in Kontakt zu Orthogneis, sind extrem feldspatreiche, fast weiße Paragneisvarietäten anzutreffen, die auch migmatische Gefüge aufweisen können. Hierin sind bisweilen auch diskordante Gänge aus feinkörnigem Orthogneis vorhanden. Über biotitreiche Varietäten geht der Paragneis in den Hornblendegneis und dieser in den Amphibolit über. Dementsprechend sind die Grenzen der Gesteine oft diffus und auf Distanz nicht erkennbar.

Im **Hornblendegneis** bildet die Hornblende dunkel graugrüne, stängelige Kristalle, die zumeist 5–7 mm, aber auch bis zu 15 mm Länge aufweisen. Die Kristalle sind meistens schlecht eingeregelt und häufig ganz oder teilweise chloritisiert. Manchmal ist in größeren Mengen Granat vorhanden. Im Hornblendegneis sind immer wieder Lagen und Körper von Amphibolit anzutreffen. Der dunkelgraugrün gefärbte Amphibolit enthält häufig Granat und Biotit und bricht zu kleineren Stücken als der umgebende Paragneis und Hornblendegneis.

Der leukokrate **Orthogneis** bricht nach der Schieferung und nach Kluffflächen zu faustgroßen bis kubikmetergroßen Blöcken. Er baut steile Felswände auf, unter denen durchwegs große Hangschuttkörper auftreten. Die Gesteine zeigen eine unterschiedlich stark ausgeprägte Schieferung, welche generell zu den Nebengesteinen hin intensiver wird. Bisweilen ist das magmatische Gefüge noch teilweise erhalten, andererseits finden sich Mylonite und Weißschiefer in bis zu 15 m mächtigen, diskreten Scherzonen. Auf den Schieferungsflächen ist eine mehr oder we-

niger deutliche Lineation (Glimmerelongation, Striemung, Feldspatregelung) in E–W- bis NW–SE-Richtung zu beobachten. Seltener sind flache Wellungen bzw. Stauchfaltungen (besonders in den Weißschiefern) mit ca. W–E streichenden Faltenachsen beobachtbar (ROCKENSCHAUB, 1986).

Der Orthogneis zeigt eine gewisse Variation hinsichtlich Korngröße, Gefüge und Mineralbestand, wobei fließende Übergänge vorhanden sind. Zumeist ist er homogen und mittelkörnig, bereichsweise sind aber auch Augengneise mit 2–3 cm großen Alkalifeldspat-Porphyrklasten oder feinkörnige Varietäten vorhanden. Generell besteht das Gestein fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat. An mafischen Gemengteilen sind Turmalin, Granat und Biotit vorhanden, wobei zumeist Biotit oder Turmalin deutlich dominieren. So ist im Bereich der Wildenkarseen Turmalin dominant, der häufig auch in Nestern auftritt. An den südlichen Ausläufern des Schreins (2.410 m) ist hingegen Biotit neben Granat vorhanden. Biotit dominiert gegenüber Hellglimmer, der wahrscheinlich fast ausschließlich metamorph gebildet ist. Der Orthogneis zeigt nach SCHERMAIER et al. (1997) eine A-Typ Signatur. LA-ICP-MS Zirkondatierungen von HAAS et al. (2021) und HUANG et al. (2022) ergaben für den ursprünglichen Granit ein Intrusionsalter im Perm (260–266 Ma), beziehungsweise in der Mitteltrias (240–245 Ma). Demnach muss die beobachtete Deformation zum größten Teil während des Eoalpidischen Ereignisses erfolgt sein.

### Greim-Komplex

Der Greim-Komplex zeigt nach GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) eine Abfolge mit Paragneis und Amphibolit im Liegenden und Glimmerschiefer mit einer markanten Marmorlage im Hangenden.

Das Felssturzmaterial unter der Geierwand besteht aus Paragneis mit einzelnen glimmerreicheren Lagen, in welchen Granat etwas häufiger auftritt. Granat zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung mit wenigen, bis 1 cm großen, zweiphasigen Porphyroblasten und vielen etwa 1 mm großen Kristallen. Nach diesem Befund sollte die Geierwand aus Gesteinen des Greim-Komplexes aufgebaut sein.

Der in den Karten eingezeichnete **Marmor** beim Hohensee bildet mehrere Lagen. Es sind sowohl der typische, hellgrau gefärbte, Tremolit führende Dolomitmarmor (Rettelkirchspitz-Marmor), als auch weiß-rosa-grünlich gebänderter Kalzitmarmor, der an den Sölk-Marmor erinnert, vorhanden. Letzterer zeigt stellenweise schöne Karststrukturen. Der in der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) eingezeichnete Marmor beim Kreuzsteg konnte nicht aufgefunden werden, in diesem Bereich sind lediglich durch Gletscher transportierte Marmorblöcke gehäuft anzutreffen. In Begleitung der Marmorlagen sind auch die für den Greim-Komplex sehr typischen Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith (HEJL, 2018; GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024) anzutreffen.

### Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird im bearbeiteten Bereich aus Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer mit Lagen aus Marmor, Amphibolit und Quarzit aufgebaut. Marmor- und Amphibolitlagen treten meist gemeinsam und in einem bestimmten Niveau auf.

An der neuen Forststraße vom Kreuzsteg in Richtung Hohensee sind Granatglimmerschiefer anstehend. Diese führen reichlich Granat, der als dunkle, kugelige Blasten gut sichtbar ist und bis zu 2 mm im Durchmesser erreicht. Nach dem Dünnschliffbefund ist der Granat einphasig. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Muskovit, Biotit und Chlorit und enthält verfaltete Quarzmobilisatlagen. Je nach Dominanz von Biotit oder Chlorit hat das Gestein eine dunkelbraungraue oder dunkelgrüngraue Färbung und es bricht zu großen Blöcken. In GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) wurden die Aufschlüsse als Greim-Komplex eingestuft, neue Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen aber, dass es sich um Aufschlüsse im Wölz-Komplex handelt.

Dunkel graugrüner bis schwarzer **Amphibolit** ist als wenige Dezimeter bis an die hundert Meter mächtige Körper vorhanden. Oft zeigt er einen internen, diffusen Lagenbau, der durch wechselnden Modalbestand von Amphibol, Plagioklas, Granat, Biotit, Epidot, Quarz und Karbonat hervorgerufen wird. Selten ist auch etwas Hellglimmer vorhanden.

Der größte Teil des **Marmors** bildet wahrscheinlich eine markante Lage, die etliche Dezimeter bis etwa 10 m mächtig sein kann. Der Marmor zeigt einen Lagenbau aus gelb verwitterndem, grau, gefärbtem, feinkörnigem Dolomitmarmor und dünnbankigem, weißem und grauem Kalzitmarmor, der silikatisch verunreinigt ist und braun verwittert.

300 m nordöstlich der Stampferhütte befindet sich ein wenige Meter mächtiger, weißer **Quarzit** mit orange-braunen Eisenoxidbelägen auf den Klufflächen und splitterigem Bruch.

### **Rappold-Komplex**

Der Rappold-Komplex zeichnet sich durch Glimmerschiefer und Paragneis mit zahlreichen Lagen von Marmor, Amphibolit und Pegmatitgneis aus, wobei die Lagen einige Dezimeter bis wenige Zehnermeter mächtig sind.

Von besonderem Interesse sind Muskovit führende, **migmatische Glimmerschiefer** mit diffus eingelagerten Mobilisaten aus Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz oder bis zu 2 cm großen Muskovit-Porphyrblasten (Proben 22R29, 22R31). Im Dünnschliff sind neben zweiphasigem Granat, rotbrauner Biotit, Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, wenig Muskovit und zahlreiche stark ausgelängte Aggregate aus feinkörnigem Kyanit zu erkennen. Das Gestein entspricht somit dem, was in der Sau- und Koralpe als „Disthenflasergneis“ bekannt ist. Der migmatische Glimmerschiefer steht deutlich feinkörnigerer Glimmerschiefer bis Paragneis gegenüber, welcher bisweilen Staurolith führt und nicht migmatisch ist. Die **Pegmatitgänge** sind konkordant zur prägenden Schieferung und zeigen einen Mineralbestand aus Feldspat, Quarz und Muskovit sowie bisweilen etwas schwarzem Turmalin und Granat. Der Muskovit kann bis zu 5 cm Länge erreichen. In seltenen Fällen sind in großen Muskovit-Phänokristallen Kerne aus Biotit enthalten.

Als Besonderheit ist das Vorkommen eines Kyanit-Quarz-Mobilisates im unteren Teil des Kares westlich vom Aarfeldspitz (2.284 m) zu erwähnen (Aufschluss RS-22-129-101). Kyanit ist darin als bis zu 7 cm lange und 5 mm breite, parallel verwachsene, blaugraue Kristalle vorhanden.

### **Verbreitung der Einheiten und tektonische Grenzflächen**

Die Begrenzungen der Einheiten zeigen, wie bereits erwähnt, komplizierte Verläufe im Verschnitt mit der hochalpinen Topografie. Als Grenzflächen sind zum Teil verfaltete kretazische Deckengrenzen, aber auch känozoische Störungen zu nennen. Im Folgenden werden die Störungen, die Deckengrenzen, aber auch die einzelnen Decken hinsichtlich ihres internen Aufbaues und der Verteilung der Gesteine beschrieben. Die Beschreibung der Grenzflächen erfolgt, soweit möglich, von den jüngeren zu den älteren, um die Interferenzen besser beschreiben zu können. Dabei ist jedoch festzuhalten, dass polyphase Bewegungen an den Störungen anzunehmen sind.

### **Känozoische Störungen**

Im kartierten Gebiet sind Störungen mit sehr verschiedener Orientierung vorhanden, die zum Teil in Störungssets zusammengefasst werden können.

Zu den jüngsten Störungen gehört die von GRIESMEIER et al. (2021) definierte Katschtalstörung. Diese ist NNW-SSE orientiert und die Auswertung von Harnischflächen ergab einen dextralen Bewegungssinn mit einer abschiebenden Komponente.

Relativ jung ist eine etwa E-W streichende, steilstehende Störung, die sich vom Hüttkar über den Schimpelgrat bis Schilling im obersten Katschbachtal verfolgen lässt, wo sie in einer Massenbewegung ausläuft. Sie ist morphologisch sehr gut erkennbar, der Versatz an ihr ist aber gering und wahrscheinlich sinistral. Eine gleich orientierte Störung versetzt den Marmorzug im Bereich der Etrachböden (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024), sie wird aber vermutlich von der Katschtal-Störung abgeschnitten.

Um den Schrein (2.410 m) gibt es zwei WSW-ENE gerichtete, steilstehende Störungen. Die nördlichere begrenzt den Gipfelbereich des Schreins im Norden und verläuft in das Hüttkar. Die südliche zieht von der Südseite des Schreins in die Reichascharte und weiter in das oberste Katschbachtal. An beiden setzen im Hüttkar Hangauflockerungen an und in den daraus resultierenden hangparallelen Gräben sind kleine Seen entwickelt. Für die südlichere ergibt sich aus dem Kartenbild ein horizontaler, dextraler Versatz von etwa 75 m, da die Deckengrenze zwischen der Obertal- und der Donnersbach-Decke um diesen Betrag versetzt ist. Gleich orientierte Störungen sind am Breitmodl (2.380 m) und im Bereich der Etrachböden vorhanden (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024).

Wesentlich sind auch steilstehende, etwa N-S orientierte Störungen mit einem gegen Osten zu abschiebendem Charakter. Eine davon verläuft von der Scharte gleich westlich des Eisenhutes (2.456 m) zum Abfluss des Oberen Zwiefeldersees und weiter über den Grat des Zinken. Sie ist weitgehend von Hangschutt und glazigenen Sedimenten bedeckt, die Absenkung des östlichen Blockes lässt sich aber trotzdem an Hand der Verteilung der Gesteine klar erkennen. Eine weitere markante NNE-SSW streichende, steilstehende Störung ist vom Ostgrat des Dachleitecks (2.463 m) über die Toreben und entlang der Westseite des Sauofens bis zur Reichascharte zu verfolgen. Westlich des Sauofens macht die Störung einen deutlichen Knick und sie ist als über 10 m mächtige Kataklastizone ausgebildet. Die kleinstückig brechenden Störungsgesteine sind

durch Eisenoxide und Eisenhydroxide orangerot gefärbt und bilden runde Geländeformen. An der im Folgenden als Sauofen-Störung bezeichneten Struktur wird der östliche Block um etwa 100 m abgesenkt. Im Norden wird sie von der südlicheren der zwei WSW–ENE gerichteten Störungen abgeschnitten bzw. verläuft sich in dieser. Die Sauofen-Störung ist in etwas anderer Geometrie auch in den Karten von ROCKENSCHAUB (1986) und HEJL (2021) eingezeichnet.

Eine ebenfalls NNE–SSW streichende Störung, welche westlich des Krautwaschs (2.360 m) und Hochstubofens (2.385 m) verläuft, ist bereits in der Karte von GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) enthalten. Sie begrenzt den Rappold- gegen den Greim-Komplex, wobei hier allerdings der tiefere Greim-Komplex im östlichen Block herausgehoben ist. Der weitere Verlauf der Störung und ihre Interferenz mit einer von GRIESMEIER et al. (2021) postulierten Störung im Feistritztal ist bisher unbekannt. Die Fortsetzung der Grenzfläche zwischen dem Rappold- und dem Greim-Komplex setzt sich aber nicht geradlinig fort. Um die Situation zu durchschauen, wäre eine Kartierung des oberen Feistritztales notwendig.

### **Kretazische Deckengrenzen**

Die **Deckengrenze zwischen der Obertal- und Donnersbach-Decke** zeigt eine komplexe Geometrie, da sie noch in der Kreide verfault wurde und an mehreren känozoischen Störungen versetzt wird. Primär handelt es sich um eine etwa 10 m mächtige grünschieferfazielle Scherzone mit Top nach Norden gerichtetem Schersinn (KOLLMANN, 2014). Der deformierte Paragneis der Obertal-Decke zeigt zumeist eine mylonitische Struktur, während der überlagernde Glimmerschiefer der Donnersbach-Decke phyllonitisch ausgebildet ist.

An den westseitigen Abhängen des Katschtales bei der Dorferhütte fällt die Deckengrenze mittelsteil gegen Norden ein. Richtung Westen wird sie an der steilstehenden N–S orientierten Störung viele hundert Meter gegen Norden versetzt. Die Fortsetzung der Deckengrenze findet sich etwas flacher gegen Norden einfallend am Rücken westlich des Oberen Zwieflersees und zieht weiter gegen Westen bis in die Scharte südlich des Breiddaches (2.451 m). Noch nicht lagegenau erfasst, verläuft sie um das Breiddach und den Schöderkogel (2.500 m), dessen Nordostgrat sie in etwa 2.400 m Seehöhe schneidet. Bedingt durch die Verfaltung mit einer gegen Osten einfallenden Achse liegt sie hier zunächst nahezu horizontal, sodass sie in das Kar östlich des Schöderkogels zu verfolgen ist. Im Kar verläuft die Grenze von Schutt bedeckt gegen Norden. Möglicherweise sprödetektonisch überprägt, zieht die Deckengrenze zunächst sehr steil, dann immer flacher nordfallend gegen Westen bis zur Hochfläche zwischen Schöderkogel und Sauofen (2.415 m). An den Wänden, die zum Etrachtal abfallen, lässt sie sich bis zum Wandfuß des Sauofens verfolgen, wo sie von der Sauofen-Störung abgeschnitten wird. An dieser wird sie bis zur Reichartscharte versetzt. Im Zwickel zwischen der Sauofen-Störung und der E–W streichenden Störung, welche durch die Reichartscharte verläuft, ist die Deckengrenze über einige Zehnermeter verfolgbar, wobei sie hier gegen Nordosten einfällt. An der E–W streichenden Störung wird sie wiederum um wenige Zehnermeter gegen Osten versetzt und zieht immer steiler einfallend gegen Nordwesten in das Hüttkar.

Etwa an der nördlicheren der beiden WSW–ENE orientierten Störungen versetzt, verläuft sie gegen Westen in die nördlichen Abfälle des Sübleitecks (2.507 m).

Die **Deckengrenze zwischen der Donnersbach- und der Pusterwald-Decke** verläuft in den östlichen Hängen des oberen Katschtales. Sie wurde zwischen der Hornfeldspitze (2.277 m) und der Lannachkarhütte ca. 500 m westlich des Mirzlzinken (1.976 m) festgelegt. Da die Deckengrenze nicht durch eine auffällige Deformationszone erkennbar ist, muss angenommen werden, dass sie um den Metamorphosehöhepunkt in der liegenden Decke entstanden ist und die Störungsgesteine danach noch stark rekristallisierten. Als Kriterium für die Kartierung der Grenze wurden daher typische Lithologien der jeweiligen Decken bzw. Komplexe verwendet. Hilfreich dabei ist, dass die bunte lithologische Abfolge des Rappold-Komplexes an der Deckengrenze diskordant abgeschnitten wird und der angrenzende Greim-Komplex in diesem Bereich aus monotonem Paragneis mit nur einzelnen Amphibolitlagen besteht. Generell fällt die Deckengrenze mittelsteil gegen Osten ein. An den westlichen Hängen der Hornfeldspitze verläuft sie in etwa 1.970 m Seehöhe und quert in etwa 1.850 m Seehöhe den Aargraben. Da die nach Westen abfallenden Hänge der Narrenspitze (2.330 m) sehr unzugänglich sind, liegen die nächsten Beobachtungen erst aus dem Grenzgraben vor, wo die Deckengrenze in etwa 1.660 m Seehöhe anzutreffen ist. Fast bis zur Lannachhütte befindet sie sich zwischen der obersten Forststraße auf etwa 1.650 m Seehöhe und dem Jägersteig, der in etwa 1.850 m Seehöhe verläuft. Etwa 250 m nördlich der Hütte quert sie den Jägersteig in etwa 1.800 m Seehöhe.

### **Interner Aufbau der Decken**

Die tektonisch tiefsten Anteile der **Obertal-Decke** befinden sich im hinteren Etrachtal, im Talboden der Grafenalm. Im Talboden sind bis hinauf zum Sauofensee (1.978 m) zahlreiche durch den Gletscher geschliffene Aufschlüsse aus Paragneis des Riesach-Komplexes vorhanden. Die Schieferung fällt bereichsweise gegen Süden oder Norden ein, was durch die kretazische Faltung um etwa E–W orientierte Achsen bedingt ist. Darüber folgt der als permisch datierte Orthogneis (HAAS et al., 2021) als mehrere hundert Meter mächtige Lage. Wie bereits in der Kartierung von ROCKENSCHAUB (1986) lagegenau ausgeschieden, bildet er sowohl über die gesamte Nordseite des Tales, vom Flederweißspitz (2.336 m) bis zum Schrein (2.410 m), als auch auf der Südseite am Dachleiteck (2.463 m) einen Großteil der Felskulisse. Nur an wenigen Stellen, wie z.B. am Südgrat des Bauleitecks (2.424 m), befinden sich Paragneisschollen innerhalb des Orthogneises. Überlagernder Paragneis und Hornblendegneis mit Amphibolitschollen baut die Kammbereiche auf, wobei die Grenzfläche flach gegen Osten einfällt, sodass der Schrein (2.410 m) ab 2.220 m Seehöhe aus Paragesteinen besteht. Gegen Osten wird die Abfolge durch die Sauofen-Störung durchschnitten. Durch die Absenkung des östlichen Blockes um etwa 100 m ist die Hangendgrenze des Orthogneises an der Westseite des Schöderkogels (2.500 m) etwas tiefer, auf etwa 2.100 m Seehöhe anzutreffen. Gegen Südosten lässt sie sich in die Wände des Breiddaches (2.451 m) verfolgen.

Die **Donnersbach-Decke** besteht aus dem Greim- und dem Wölz-Komplex. Basierend auf Kartierungen in an-

grenzenden Gebieten (HEJL, 2021; SCHUSTER, unpublizierte Kartierungen auf ÖK50 Blatt 129 Donnersbach) ist klar, dass der Wölz-Komplex eine strukturell höhere Position einnimmt und Lithologien diskordant an der Grenze der Einheiten abgeschnitten werden. Derzeit ist nicht klar, ob es sich bei der Deckengrenze um eine präalpidische oder eoalpidische Struktur handelt, da die Gesteine beider Komplexe, als auch die Grenzfläche während des kretazischen Metamorphosehöhepunkts eine Prägung in oberer Grünschiefer- bis Amphibolitfazies erfuhren.

Wie im Bericht von GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) festgehalten, wird die Grenze zwischen dem Greim- und dem Wölz-Komplex im oberen Katschtal durch die steilstehende NW–SE streichende Katschtal-Störung gebildet, die sich in das Gschrött fortsetzt und hier die Karwände schneidet. Die Kare auf der nördlichen Seite sind unzugänglich und der weitere Verlauf der Störung kann daher nur aus Erkenntnissen an den Wandfüßen im Bräualmbachtal interpoliert werden. Hier sind in Felswänden entlang der Weitrinne auf etwa 1.320 m Seehöhe Aufschlüsse eines weiß gefärbten Gesteins zu erkennen. Diese bilden eine etwa 10 m mächtige, in der Schieferung mittelsteil gegen Nordosten einfallende Lage. Im Schutt- und Murenkegel unter der Rinne sind Stücke von gelblich anwitterndem, weißem Kalzitmarmor sowie Glimmerschiefer vorhanden. Beide Lithologien sind dem Wölz-Komplex zuzuordnen. Der nördlich gelegenen Schutt- und Murenkegel beinhaltet Komponenten aus Paragneis und Glimmerschiefer mit bimodaler Granat-Korngrößenverteilung. Vereinzelt sind auch Stücke aus Dolomitmarmor vorhanden. Dementsprechend liegt das Einzugsgebiet der darüber liegenden Rinne im Greim-Komplex und die Grenze zum Wölz-Komplex muss sich knapp nördlich der Weitrinne befinden.

Im Bräualmbachtal befindet sich eine noch nicht näher charakterisierte Grenze zwischen dem Wasserfall und dem Hohensee. Der Granatglimmerschiefer sowie der darüber liegende Amphibolit, der sich an der Forstraße bis in eine Seehöhe von 1.420 m verfolgen lässt, gehören höchstwahrscheinlich zum Wölz-Komplex. Die Felsen oberhalb des alten Almweges in 1.470 m sind sicher dem Greim-Komplex zuzurechnen, da es sich um Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith handelt und nur wenig oberhalb Tremolit-führender Marmor auftritt.

Die große Masse des Wölz-Komplexes im hintersten Katschtal zeigt eine gewisse interne Abfolge. Eine oder mehrere Amphibolitlagen mit wechselnder Mächtigkeit finden sich in einem bestimmten Niveau. Etwas darüber folgt der oben beschriebene, bunt zusammengesetzte Marmorzug mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern, der sich aber über weite Strecken verfolgen lässt. Hangend davon befinden sich monotone Granatglimmerschiefer mit großer Mächtigkeit. Im Südwesten ist die bunte Abfolge mit Amphibolit und Marmor vom Katschtal bis in das Hüttkar immer in den liegendsten Zehnermetern über der Deckengrenze zur Obertal-Decke eingeschaltet. Vom Gruberkar bis fast zum Gipfel des Breitmodls (2.380 m) findet sich der monotone Granatglimmerschiefer mit nur ganz vereinzelt, geringmächtigen Amphibolitlagen. Im Gipfelbereich des Breitmodls und etwas nördlich davon sind wiederum gehäuft Amphibolitlagen und auch ein Marmorzug im Hangenden anzutreffen. Wahrscheinlich ist hier eine Synform vorhanden.

Im bearbeiteten Anteil der **Pusterwald-Decke** sind migmatische Glimmerschiefer an der Westseite des Ameiskopfes (2.245 m) in ca. 1.800 m Seehöhe und von dort aus entlang des Hanges gegen Süden vorhanden. Richtung Norden verlieren sich die großen Muskovit-Porphyroblasten und der migmatische Charakter der Gesteine. Dementsprechend ist anzunehmen, dass sich die strukturell höheren Anteile der Einheit im Norden beziehungsweise im Nordosten befinden. Dazu passt auch, dass der lithologische Lagenbau und die prägende Schieferung gegen Nordosten einfallen. Etliche Meter mächtige Marmor- und Pegmatitlagen finden sich um den Gipfel der Narrenspitze (2.336 m). Sie ziehen von hier gegen Nordwesten, wo sie von der Deckengrenze zur liegenden Donnersbach-Decke in ca. 1.950 m Seehöhe abgeschnitten werden. Im Hangenden treten vermehrt Amphibolitlagen auf, welche bei etwas flacherer Lagerung um die Hornfeldspitze (2.277 m) ziehen. Weiter gegen das Seekar im Nordosten sind fast nur mehr geringmächtige Pegmatitgänge in den Glimmerschiefer und Paragneis eingeschaltet.

## Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die quartären Ablagerungen und Formen nach Karen gegliedert beschrieben.

### Gruberkar

Der oberste Bereich des Kars, in das die Zwieflerseen eingesenkt sind, besitzt einen relativ flachen Karboden, der durch Gletscherschliffe mit dazwischenliegenden Mulden, die mit Grundmoränenablagerung gefüllt sind, geprägt ist. Richtung Norden zum Gruberkar gibt es keine trennende Karwand. Die Schlifffgrenze befindet sich im Bereich des Gruberkars vermutlich in 2.160 bis 2.180 m Seehöhe. Dies ist deutlich am rundlich ausgebildeten Kamm zwischen Zinken und einem Rücken mit 2.288 m Seehöhe erkennbar und auch an einer kleinen Scharte im Westen des Gruberkars. Im Bereich des Gruberkars, in dem keine Felsumrahmung besteht, befinden sich Grundmoränenablagerung und deutlich ausgebildete Rundbuckel aus Granatglimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Direkt oberhalb des Grubersees tritt eine Wallform auf. Sie besteht aus groben Blöcken und Steinen und ist am Kamm bewachsen. Die Form ist relativ geradlinig, am Nordende biegt sie allerdings Richtung Westen um. Aufgrund der Position und der oberhalb anschließenden blockreichen Hangablagerung wird sie als Wall einer Blockgletscherablagerung interpretiert. Der Grubersee ist in Grundmoränenablagerungen eingesenkt. Im nördlichsten Bereich des Gruberkars befindet sich eine weitere Blockgletscherablagerung. Sie ist aus groben Blöcken aufgebaut, die mehrere Meter Durchmesser erreichen. Zudem beinhaltet sie mehrere Lopen, die von Gras bewachsen sind. Da eine kleine Lacke in der Ablagerung auftritt, wird interpretiert, dass die Blockgletscherablagerung zumindest einen wenige Meter messenden Eiskern besaß. Es kann somit auch nicht ausgeschlossen werden, dass die Blockgletscherablagerung aus einem schuttbedeckten Gletscher entstand. Die Lage direkt unterhalb einer Schutt liefernden Wand spricht allerdings dafür, dass die Ablagerung direkt aus einem Blockgletscher resultierte. Der tiefste Bereich des Gruberkars besteht hauptsächlich aus Festgestein und auflagerndem Mur- und Lawinenschutt.

### **Kar südöstlich des Sauofens**

Das Kar südöstlich des Sauofens (2.415 m) ist gänzlich von Schutt liefernden Karwänden umrahmt, allerdings befindet sich im Südwesten oberhalb der Wände eine flache Ebene. Diese Ebene ist von Gletscherschliffen geprägt. Es konnte keine glaziale Striementung erkannt werden, die Form der Rundbuckel lässt allerdings darauf schließen, dass zur Zeit des Würm-Hochglaziales Eis von dort Richtung Nordosten in das Kar floss. Die obersten Bereiche des Kars sind von grobblockigem Schutt bedeckt, der von den Wänden der Karumrahmung stammt. Teile dieser blockreichen Hangablagerungen wurden durch periglaziale Prozesse nachbewegt, wie mehrere gute ausgebildete Blockgletscherablagerungen zeigen. Ähnlich wie im Gruberkar kann nicht ganz ausgeschlossen werden, dass manche dieser Ablagerungen (vor allem jene im Westen des Kars) aus schuttbedeckten Gletschern entstanden. Unterhalb der Blockgletscherablagerungen befindet sich hauptsächlich Grund- und Ablationsmoränenablagerung, aus welcher immer wieder Felsaufschlüsse aufragen. Im Bereich des Baches ist diese Ablagerung zum Teil verschwemmt. Oberhalb der Karstufe, auf etwa 1.860 m Seehöhe, befindet sich eine Quelle, die auf Grundmoränenablagerungen gestaut wird. Der Bereich nördlich davon ist ebenfalls großflächig von Grund- und Ablationsmoränenablagerungen geprägt. Die etwas unruhige Morphologie ist dabei auf den seinerseits nicht ebenflächig ausgebildeten Festgesteinsuntergrund zurückzuführen. Der Bereich unterhalb der Karstufe ist hauptsächlich von Wildbachablagerungen geprägt, welche die Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagern bzw. verschwemmen.

### **Grafenalm und angrenzende Kare**

Das Gebiet der Grafenalm gliedert sich in einen ausgedehnten Talboden, der von Grund- und Ablationsmoränenablagerung (zum Teil verschwemmt und periglazial nachbewegt) mit einzelnen Felsaufschlüssen geprägt ist. In einem dieser Felsen befindet sich eine Gletschermühle (R: 499015, H: 235239). Im Norden, anschließend an den Talboden, sind einzelne Kare ausgebildet, die jeweils etwa 150 m über dem Talboden ausheben. Diese sind von West nach Ost das Wildenkar, ein namenloses Kar und das Gamskarl. Die Morphologie des hintersten Talbereiches ist störungsbedingt (siehe Kapitel „Geologie der Festgesteine“) komplexer aufgebaut. Es wird hierbei vor allem der Bereich zwischen Sauofenseen und Sauofen (2.415 m) im Anschluss detaillierter beschrieben. Interessant ist, dass auf einer gewissen Seehöhe, die mit einem ähnlichen Gefälle wie der Talboden selbst abfällt, nahezu senkrechte, etwa 50–100 m hohe Felswände auftreten. Morphologisch ähneln diese einem nach dem Hochglazial überschliffenen Bereich. Die Frage, wie diese Wände entstanden sein könnten, kann momentan nicht geklärt werden.

### **Wildenkar**

Das Wildenkar ist streng genommen in zwei Kare unterteilt, die auf einer Seehöhe von etwa 2.100 m zusammenführen. Der nach Westen exponierte oberste Hang am Ostrand des Kares ist von Schutt (meist Steingröße) bedeckt, nur einzelne Felswände treten hervor. Dieser Bereich weist ein einheitliches Gefälle auf, bis unterhalb von etwa 2.200 m eine steile Felswand auftritt, die einen deutlichen Geländeknick markiert. Da oberhalb der Schuttablagerungen keine Felswände vorhanden sind, die als Schuttlieferant dienen

könnten, ist anzunehmen, dass der Schutt durch intensive Frostsprengung auf den Hängen oberhalb der Eisgrenze entstanden ist. Direkt unterhalb des Bauleitecks (2.424 m) treten Karwände auf, die grobblockigen Schutt liefern. Im Kar unterhalb dieser Wände befindet sich eine Ablagerung, die aus diesen groben Blöcken, aber auch aus feinerem Material besteht. Die Blöcke sind sehr eckig und es sind mehrere Loben erkennbar, die von Gras bewachsen sind. Stellenweise gibt es Mulden, die mehrere Meter tief eingesenkt sind. Die Ablagerung wird als Blockgletscherablagerung interpretiert, die sich auf unebenem Untergrund entwickelte. Es wäre auch denkbar, dass der ehemalige Blockgletscher bereichsweise Eiskerne beinhaltete. Durch beide Umstände entstanden vermutlich größere Eintiefungen als üblich bei Blockgletscherablagerungen mit Interstadialeis.

Unterhalb dieser Ablagerung treten zwischen Flächen mit Grund- und Ablationsmoränenablagerung mehrere Gletscherschliffe auf. Unter einer eindrucksvollen Felswand befindet sich der Untere Wildenkarsee, der in Grundmoränenablagerung eingesenkt ist. Einzelne Wälle, die in Längsrichtung zum Hangeinfallen orientiert sind, lassen darauf schließen, dass die Ablagerung bereichsweise nachbewegt bzw. Eis in Rinnen ausgeschmolzen ist. Östlich dieses Sees befindet sich eine Seitenmoränenablagerung. Diese besteht aus einem Diamikt mit sandiger Matrix. Der Wall dieser Ablagerung ist zwar gut ausgebildet, jedoch etwas überprägt von einer jüngeren Blockgletscherablagerung, die östlich daran anschließt. Die Seitenmoränenablagerung geht in eine Endmoränenablagerung etwa 80 m unterhalb des Sees über, wird allerdings vom Fluss durchschnitten, der den See entwässert.

Der westliche Teil des Kars ist ähnlich ausgebildet wie der östliche. Der nordöstlichste Bereich ist wiederum von periglazialen Ablagerungen geprägt, während im Norden und Osten Schutt liefernde Felswände dominieren. Der Obere Wildenkarsee ist ebenfalls in Grund- und Ablationsmoränenablagerung eingesenkt, wird allerdings auf der Westseite direkt von Schuttkegeln begrenzt. Östlich des Sees, etwa 60 m oberhalb desselben, befindet sich ein deutlich ausgeprägter Seitenmoränenwall. Ein weiterer, nicht so deutlich ausgebildeter Wall, tritt südwestlich des Sees auf. Diese Ablagerung ist undeutlicher, da sich dort mehrere Wälle befinden, die einerseits durch periglaziale Nachbewegung, andererseits durch Ausschmelzen von Eis in Rinnen entstanden sein könnten (ähnlich wie beim Unteren Wildenkarsee).

Im Bereich, in dem beide Kare zusammentreffen, befindet sich ein Wall mit deutlich flacherem Kamm als die beiden anderen Wälle. Dieser wird als subglaziale Form interpretiert. Alle in diesem Kapitel erwähnten Seitenmoränenwälle befinden sich deutlich unterhalb der Felswände, die im Eingangskapitel erwähnt wurden und eine Schliiffgrenze andeuten. Aufgrund der südseitigen Exposition und der Höhe des Einzugsgebiets von maximal 2.400 m wird der Gletscher, der diese Wälle produzierte, vorläufig dem Gschnitz-Stadial zugeordnet.

### **Bereich zwischen Sauofenseen und Sauofen**

Der Sauofen (2.415 m) ist ein markanter Gipfel mit rauen Felswänden. An seiner Nordseite ist die Schliiffgrenze des letzten Hochglazials nicht deutlich erkennbar. Unterhalb seines südwestlichen Vorgipfels lässt sie sich jedoch an-

hand deutlich geschliffener Felswände auf etwa 2.360 m Seehöhe festlegen. Der verflachte Bereich westlich des Sauofens ist von einer Gletscherschliff-Landschaft geprägt. Mehrere Seen befinden sich auf Grundmoränenablagerungen zwischen den einzelnen Rundbuckeln. Die Rinne, die von dieser Ebene in Richtung Süden führt, ist tektonisch angelegt. Anhand eines deutlichen Seitenmoränenwalles, der dort ansetzt, wo sich die Rinne verbreitert, ist ersichtlich, dass sie auch im Spätglazial von Eis erfüllt war. Der Wall besteht aus einem Diamikt und weist einen etwas abgeflachten Kamm auf. Nach etwa 100 m biegt er nach Südosten um und verbindet sich mit einem Endmoränenwall. Unterhalb dieser Position lässt er sich allerdings für weitere 100 m verfolgen. Südlich und westlich des Walles befindet sich eine weitere geomorphologische Form mit mehreren gebogenen Wällen und Senken. Die Wälle sind grobblockig und die Blöcke (bis 3 m) sind vielerorts ineinander verkeilt ohne erkennbare Matrix. Diese Form wird als Blockgletscherablagerung interpretiert. Da der oben beschriebene Wall in diese Form mündet, ist anzunehmen, dass der Gletscher, der diesen Wall bildete, stark von Schutt bedeckt war und dieser Schuttmantel später durch periglaziale Prozesse nachbewegt wurde. Die Blockgletscherablagerung endet in den beiden Sauofenseen. Aufgrund der Position, Höhenlage, Größe des Einzugsgebietes und Südexposition wird angenommen, dass der Seitenmoränenwall während des Gschnitz-Stadials gebildet wurde. Beim Rückzug kam es zu einer erneuten Stabilisierungsphase, wobei der Endmoränenwall gebildet und so der Seitenmoränenwall etwas überformt wurde. Die Blockgletscherablagerung könnte bereits während des Gschnitz-Stadials angelegt und während des Egesen-Stadials weiterbewegt worden sein.

Am Nordende des Oberen Sauofensees befindet sich eine weitere blockreiche Ablagerung, hierbei erreichen die Blöcke durchaus 10 m im Durchmesser. Wiederum handelt es sich um eine korngestützte Ablagerung ohne erkennbare Matrix. Die Komponenten sind nahezu monomikt. Sie bestehen aus Paragneis, der die Wände nördlich dieser Ablagerung aufbaut. Diese Ablagerung wird als Felssturzablagerung interpretiert, obwohl keine deutliche Abbruchnische erkennbar ist. Östlich der Ablagerung lagert ein Schuttfächer an, der deutlich mehr Orthogneis aufweist. Letzterer baut die Wände östlich der Ablagerung auf.

### Schödergraben

Der Kamm zwischen Schödertal und hinterem Grafenalmatal ist großteils eisüberformt, jedoch deuten steile Felswände auf der Nordseite darauf hin, dass ein Gletscher nach dem Würm-Hochglazial mit geringerer Ausdehnung den Kamm überformte. Im Nordwesten des Kars befinden sich unterhalb der schuttliefernden Karwände einige Wälle. Ein besonders deutlicher Wall setzt unterhalb des Dachleitecks (2.463 m) an. Er verläuft zuerst geradlinig in Richtung Osten, biegt dann auf etwa 2.150 m Seehöhe nach Süden um und bildet dabei einen Endmoränenwall. Dann lässt er sich weiter in östlicher Richtung talabwärts bis auf eine Seehöhe von etwa 2.040 m verfolgen, wo er wiederum einen Endmoränenwall bildet. Dieser durchgehende Wall besteht aus einem Diamikt, wobei die Komponenten kaum mehr als Steingröße erreichen. Er wird als End- und Seitenmoränenwall eines spätglazialen Gletschers interpretiert und wird vorläufig dem Egesen-Stadial zugerechnet.

Nördlich und westlich anschließend befindet sich Grund- und Ablationsmoränenablagerung, die bereichsweise durch periglaziale Prozesse nachbewegt wurde. Südlich schließt eine Blockgletscherablagerung an, die aus deutlich größerem Schutt aufgebaut ist als der oben beschriebene Moränenwall. Er weist mehrere Loben auf, die Kämme der Wälle sind auch deutlich breiter als die des Moränenwalles. Allein aufgrund dieser morphologischen und textuellen Unterschiede ist erkennbar, dass es sich um getrennte lithogenetische Einheiten handelt. Unterhalb beider Formen, am Talgrund des Schödertales, befinden sich ausgedehnte Grund- und Ablationsmoränenablagerungen, die im Bereich des Baches fluviatil überprägt wurden.

## Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 204–209, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.
- HEJL, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.
- HEJL, E. (2021): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ennstal-Komplex und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Aufnahmsbericht, 4 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 21354-RA/128/2021]
- HUANG, Q., NEUBAUER, F., LIU, Y., GENSER, J., GUAN, Q., CHANG, R., YUAN, S. & YU, S. (2022): Permian-Triassic granites of the Schladming complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps. – Gondwana Research, **109**, 205–224, Amsterdam.
- KOLLMANN, C. (2014): Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria). – Unpublizierte Masterarbeit, Universität Wien, 55 S., Wien.
- KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G., HEJL, E. & VAN HUSEN, D. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 127 Schladming. – 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchung im Grenzbereich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 140 S., Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272/2–4**, 315–333, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97/1**, 93–117, Basel.

## Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von CHRISTOPH IGLSEDER.

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER.

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER.

## Blatt 158 Stadl an der Mur

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER.

## Blatt 159 Murau

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER.

## Blatt 181 Obervellach

### **Bericht 2021 über geologische Aufnahmen um die Hochtristen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach**

RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER

#### **Einleitung**

Dieser Bericht behandelt die Ergebnisse von Kartierungen in der südlichen Kreuzeckgruppe um die Hochtristen (2.536 m) und den Knoten (2.214 m) aus dem Jahr 2021. Das Gebiet schließt direkt an Arbeiten aus den Vorjahren an (SCHUSTER & GRIESMEIER, 2020; SCHUSTER, 2020). Es beinhaltet die Kare der Zweiseen und des Einsees inklusive Karumrahmung sowie nördliche Bereiche des Kaserleiten-Kars. Im Westen verläuft die Grenze weiter über den Hohen Nachtzödl (2.067 m) bis zur Rietschacher Alm, über den Knoten und hinab bis Oberberg. Weiters wurden die fehlenden Bereiche am Südhang der Kreuzeckgruppe zwischen Berg und Greifenburg, anschließend an die Kartierung des Vorjahres, bis zum südlichen Blattschnitt ergänzt.

In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Diese Lithologien sind in den oben genannten Berichten ausführlich beschrieben und daher wird in diesem Bericht nur auf Besonderheiten im hier dargestellten Gebiet eingegangen. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Formen sowie der Massenbewegungen.

#### **Geologie der Festgesteine**

Das gesamte kartierte Gebiet wird von der oberostalpinen Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004) eingenommen, wobei es wiederum nur aus höheren Anteilen des Strieden-Komplexes (HOKE, 1990) aufgebaut ist. Es dominieren Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer (Typ Kleines Hochkreuz), wie sie in SCHUSTER & GRIESMEIER (2020) beschrieben sind. Erwähnenswert ist lediglich das Auftreten von bis zu 2 cm großen, hypidiomorphen Granatblasten am Kontakt zu Amphibolit nahe dem Einsee (Aufschluss RS-21-181-309).

Im Glimmerschiefer sind Einschaltungen von zum Teil sehr mächtigen Amphibolitkörpern enthalten. Der bei weitem bedeutendste zieht in E-W-Richtung von der Assalm (1.688 m) im Gnoppnitzbachtal kommend, über den Schwarzenstein (2.264 m), den Sensenspitz (2.480 m) zur Hochtristen (2.536 m) und weiter zum Hohen Nachtzödl (2.067 m). Die Mächtigkeit beträgt bereichsweise einige hundert Meter, wobei nur sehr wenige und dünne Zwischenlagen aus Glimmerschiefer vorhanden sind. Nördlich davon ist der gleiche lagenförmige Amphibolitkörper am Grubachkogel (2.394 m) und an den südlichen Ausläufern der Grafischen Tristen (2.553 m) anzutreffen. Gegen Süden wird der Block mit dem mächtigen Amphibolitkörper von der Leßnigbach-Scherzone (GRIESMEIER, 2018) abgeschnitten. Zwar sind auch südlich davon immer wieder Amphibolitlagen vorhanden, diese erreichen aber nur Mächtigkeiten von maximal wenigen Zehnermetern. Ein Zug davon zieht vom Rottörl (2.305 m) über das Naßfeldtörl (2.172 m) in die obersten Bereiche des Bergerbachtals. Ein weiterer quert das Bergerbachtal kurz vor dessen Einmündung in das Drautal.



Der Amphibolit ist meist homogen schwarzgrün gefärbt und straff geschiefert. Auf den Schieferungsflächen sind die nadeligen Amphibole unterschiedlich gut eingeregelt und nicht selten ist eine feine Krenulation vorhanden (Aufschluss RS-21-181-342). Nur selten ist eine Bänderung mit feldspatreicheren Lagen existierend. Immer wieder ist makroskopisch etwas Epidot zu erkennen, während Granat nur sehr selten zu sehen ist. In Druckschatten um Falten oder zwischen Boudins aus etwas kompetenteren Lagen im Amphibolit sind immer wieder inhomogene Mobilisate aus Albit, Quarz und Chlorit zu beobachten (Aufschluss RS-21-181-322). An den Südabfällen des Sensenspitzes (2.480 m) und Schwarzensteins (2.264 m) sind über 50 cm mächtige Quarzmobilisate vorhanden. Erwähnenswert ist weiters das Auftreten von Gabbroamphibolit in den südlichsten Ausläufern der Grafischen Tristen (2.553 m) nahe dem Zweiseentörl (2.368 m) (Aufschluss RS-21-181-336) sowie am Weg über die Hochtristen in 2.390 m Seehöhe (Aufschluss RS-21-181-344). Im Verband mit Amphibolit auftretender, leukokrater, feinkörniger Orthogneis, der von SCHUSTER (2020) aus den angrenzenden Gebieten beschrieben und als Meta-Rhyolith interpretiert wurde, konnte nur an wenigen Stellen als geringmächtige Lagen angetroffen werden.

An wenigen Stellen konnten Lagen von einige Meter bis wenige Zehnermeter mächtigem Quarzit kartiert werden. Dieser zeigt randlich meist fließende Übergänge zu quarzitischem Glimmerschiefer. Quarzitlagen sind z.B. nördlich des Knoten (2.214 m) zwischen dem Ochsentörl (2.076 m) im Osten und der Kote 2.076 m im Westen anzutreffen. Weiters ist eine Lage im Bergerbachtal in ca. 1.400 m vorhanden.

Basierend auf den in den Gesteinen auftretenden Paragenesen und den vorhandenen Altersdaten erfuhr der höhere Anteil des Strieden-Komplexes eine variszische Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies bei 500–550 °C. Während des Permischen Ereignisses wurden Bedingungen der unteren Grünschieferfazies bei um die 400 °C erreicht, da die Ar-Ar Muskovitalter zum Teil neu eingestellt wurden. Die eoalpidische Überprägung verlief bei Temperaturen unter 400 °C (SCHUSTER et al., 2001).

An drei Stellen konnten tonalitische Periadriatische Ganggesteine aufgefunden werden. Diese befinden sich bei der Alm im Bergerbachtal auf 1.338 m Seehöhe, im hinteren Bergerbachtal in etwa 1.700 m und an den südlichsten Ausläufern der Grafischen Tristen (2.553 m). Während die ersten beiden Vorkommen schlechte Aufschlüsse von nur wenige Meter mächtigen Gängen darstellen, ist das dritte ein über 15 m mächtiger Gang, der konkordant zur Schieferung liegt und mit 318/40 gegen Nordwesten einfällt. Er ist quer über den Grat über mehr als hundert Meter Länge gut verfolgbar. Makroskopisch ist ein Mineralbestand aus Feldspat, Quarz, Biotit und etwas Granat mit bis zu 0,5 mm im Durchmesser erkennbar.

Die Gesteine des Strieden-Komplexes zeigen eine als variszisch einzustufende, prägende Schieferung Sx. Lokal stellt sie eine Achsenflächenschieferung dar, in der ein stofflicher Lagenbau und ältere Quarzmobilisate isoklinal verfaltet sind. Im Amphibolit ist der nadelige Amphibol auf den Sx Schieferungsflächen etwa NE–SW orientiert eingeregelt. Die Lage von Sx streut stark, da sie von zwei Faltungen überprägt ist. Die Achsen der Faltung Fx+1 streuen

etwas, liegen aber mehrheitlich parallel zum Streckungslinear Lx NE–SW orientiert. Es handelt sich um aufrechte, offenen Falten mit einer begleitenden Krenulation und relativ steilstehenden Achsenflächen Sx+1. Diese Deformation wird auch als variszisch eingestuft, da sie unter grünschieferfazialen Bedingungen erfolgte (SCHUSTER, 2020). Eine zweite Faltung um ESE–WNW orientierte Falten Fx+2 zeigt ebenfalls eine begleitende Krenulation Lx+2k. Diese Faltung erzeugt den Großfaltenbau in der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke und erfasst auch die permomesozoischen Sedimentabfolgen im Drauzug. Sie wird daher als eoalpidisch und damit als kretazisch gebildet angesehen.

Im untersuchten Gebiet sind mehrere spröde Deformationszonen anzutreffen. Die bedeutendste ist die bereits erwähnte Leßnigbach-Scherzone (GRIESMEIER, 2018). Sie ist E–W orientiert und nach dem Geländeverschnitt sehr steil gegen Norden einfallend. Die Leßnigbach-Scherzone konnte vom Rottörl (2.305 m) weiter gegen Westen verfolgt werden. Dabei ist sie weitgehend durch Grundmoränenablagerungen bedeckt, tritt aber morphologisch in Erscheinung und ist durch Lesesteine von Kataklasiten und Ultrakataklasiten im Graben nachzuweisen. Weitere, ebenfalls E–W oder ENE–WSW orientierte steilstehende Störungszonen sind im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden. Zum Teil setzen an den Südabfällen der Kreuzeckgruppe tiefgründige Hangbewegungen an diesen an. Die nunmehrige Auswertung von Harnischflächen an einer ENE–WSW orientierten, spröden Störung im östlich gelegenen Gnoppnitzbachtal (Aufschluss RS-19-181-255) ergab einen sinistralen Bewegungssinn. Eine 8 m mächtige mit 021/29 relativ flach gegen NNE einfallende Störungszone befindet sich am Sensenspitze (2.480 m). Der dort anstehende Amphibolit ist in der scharf begrenzten Deformationszone kleinstückig zerbrochen, sehr stark alteriert und gelb bis rostrot gefärbt.

## Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist einerseits durch schroffe Gipfel und enge Kare, andererseits durch homogene, weitläufige Hänge gekennzeichnet. Das Kar der Kaserleiten ist im Süden durch Rundbuckellandschaften charakterisiert (SCHUSTER & GRIESMEIER, 2020), während die nördliche Hälfte von Schutt geprägt ist, der von den steilen Gipfeln des Sensenspitzes (2.480 m) und der Hochtristen (2.536 m) herabstürzt. Daher ist auch das Hangeinfallen relativ konstant, das durch den natürlichen Böschungswinkel des Hangschutts definiert ist.

Nördlich des Sensenspitzes befindet sich das Kar der Zweiseen. Ähnlich wie der Südteil des Kaserleiten-Kars ist auch dieses Kar von einer Rundbuckellandschaft geprägt. Unterhalb der steilen Karwände befinden sich Hangablagerungen, die bereichsweise zu Blockgletscherablagerungen umgeformt wurden. Die beiden Seen befinden sich im Karboden auf Grundmoränenablagerungen. Nördlich des oberen der zwei Seen befindet sich eine SW–NE verlaufende Mulde, in der eine winzige Lacke auftritt. Da diese Mulde deutlich eisüberformt wirkt, wird angenommen, dass das Eis in diesem Bereich mindestens bis auf 2.300 m Seehöhe gereicht haben muss.

Westlich dieses Kares befindet sich ein unregelmäßig geformtes Kar, in das der Einsee eingesenkt ist. Die oberen Karbereiche sind hauptsächlich von Schutt geprägt und es treten einzelne Blockgletscherablagerungen auf. Eine davon befindet sich unterhalb des Sensenspitzes (2.480 m). Darunter konnte ein undeutlich ausgebildeter Wall kartiert werden, der als Wall eines Egesen-zeitlichen Gletschers interpretiert wird.

Der Bereich südlich der Hochtristen (2.536 m) ist hauptsächlich von Schutt geprägt, aus dem sich wiederum einzelne Blockgletscher entwickelten. Diese sind allerdings vermutlich nicht mehr aktiv.

Vom Hohen Nachtzödl (2.067 m) bis zum Knoten (2.214 m) und hinunter zur Rietschacher Alm ändert sich die Morphologie von schroffen Felsen hin zu einem homogenen, mäßig steilen Hang. Er ist großflächig von Grundmoränenablagerung bedeckt, die nur an einzelnen Rundbuckeln Festgestein erkennen lässt.

Der Hang südlich der Oberberger Alm ist weitgehend von Grundmoränenablagerung bedeckt. Diese ist zumeist stark verwittert, worauf Rotfärbung der Matrix und lockere Lagerung in Bodennähe hindeutet. An manchen Stellen wurde das Sediment etwas verschwemmt. Im Randbereich des Berger Tales treten Eisrandablagerungen auf. Sie bestehen zumeist aus Kies-Sand-Gemischen mit sandiger Matrix und sehr gut gerundeten Komponenten.

Der unterste Hangbereich zwischen Berg und Greifenburg besteht ebenfalls aus Eisrandablagerungen. In seltenen Aufschlüssen ist eine Schichtung und Gradierung erkennbar (Aufschluss GG-21-181-151). Weitere Details zu Eisrandablagerungen sind in SCHUSTER & GRIESMEIER (2020) beschrieben.

## Massenbewegungen

Am Knoten (2.214 m) treten neben Hangschutt wiederum kleine Blockgletscherablagerungen auf. Eine E–W streichende Blockgletscherablagerung im Süden des Knoten durchzieht eine geradlinige Mulde, die sich in Verlängerung einer Zerrspalte befindet. Es wird interpretiert, dass sich die Zerrspalte in der Blockgletscherablagerung fortsetzt. Daher ist anzunehmen, dass die Zerrspalte jünger ist als die Blockgletscherablagerung, die vermutlich im Würm-Spätglazial gebildet wurde. Die erwähnte Zerr-

spalte gehört zu einem System von Spalten, Abrisskanten und antithetischen Brüchen, die den obersten Bereich einer tiefgreifenden Massenbewegung bilden. Dieses System bildet die Fortsetzung der im Bericht von SCHUSTER & GRIESMEIER (2020) beschriebenen Massenbewegung unterhalb des Naßfeldtörls. Während der östliche Teil der Massenbewegung deutliche Verstellungen und Gleitungen zeigt, ist der westliche Bereich von einzelnen Schwächezonen dominiert, wobei der Festgesteinsverband noch relativ intakt ist. Der Hangbereich, in dem diese Brüche hauptsächlich auftreten, ist von inhomogener, mächtiger Grundmoränenablagerung bedeckt. An manchen Abrisskanten mit 5–10 m Versatz treten keine Felsen hervor, während an Kanten mit weniger Versatz Felsen freigelegt wurden. Etwas tiefer am Hang nördlich der Oberberger Alm markieren N–S verlaufende Abrisskanten den westlichsten Bereich der deutlich tiefgreifenderen Massenbewegung, die in SCHUSTER & GRIESMEIER (2020) beschrieben ist. Der Felsgesteinsverband ist in diesem Bereich zwar noch gegeben, aber deutliche Risse und verkippte Klippen sind immer wieder auszumachen.

## Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclologiae Geologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHUSTER, R. (2020): Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 451–456, Wien.
- SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 460–463, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 111–141, Wien.

# Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

## Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

### **Bericht 2018–2021 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vomperloch, Stallental, Halleranger und Rossloch auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck**

ALFRED GRUBER &  
RAINER BRANDNER (Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Aktivitäten auf Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblätter NW und NE) bis Ende 2021**

In den Sommer- und Herbstmonaten 2018 begann der Verfasser dieses Berichts und Leiter des Kartierungsprojekts GK25\_Innsbruck\_NW-NE erstmals mit eigenen Kartierungen im Vomperloch.

Mit Projektbeginn 2012 bis in das Jahr 2016 wurden geologische Aufnahmen auf diesem Kartenblatt ausschließlich von auswärtigen Kartierern durchgeführt, die vom Projektleiter und zum Teil von Hugo Ortner und Rainer Brandner (Universität Innsbruck) betreut und als Kartierungsberichte im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt veröffentlicht wurden. Katrin Büsel kartierte die Quartärlagerungen und Phänomene in den Talschlüssen des Johannestals, Laliderer Tals, Engen Grunds, Falzthurtals, Stallentals, Hinterautals und Gleirsch-(Samer-)tals sowie im gesamten Halltal (BÜSEL, 2013, 2014, 2015). Sinah Kilian erfasste im Rahmen einer Dissertation am Institut für Geologie die Festgesteinsgeologie und die tektonischen Strukturen in den südlichen Quelltälern des Risstals zwischen Gramaialm und Falkenhütte (KILIAN, 2013; KILIAN & ORTNER, 2019; KILIAN et al., 2021). Diese Aufnahmen konnten auf Ergebnisse der Geländekurse der Universität Innsbruck in den Jahren 2006 und 2010 aufbauen. Johann Gruber und Michael Schuh nahmen Gebiete im hinteren und vorderen Hinterautal und im Gleirschtal auf (GRUBER, 2016, 2017; SCHUH, 2016a, b). Im Rahmen des Kartierungsprojektes fanden weiters gemeinsam mit Hugo Ortner z.T. blattübergreifend auf Blatt NL 32-03-17 Hinterriß Begehungen in stratigrafischen und tektonischen Schlüsselgebieten (Birkkar, Kaltwasserkar, Moserkar, Rossloch) statt (ORTNER, 2019). Mit faziellen und stratigrafischen Fragen zur Wettersteinkalk-Karbonatplattform im Karwendel (Karwendelhaus, Schlauchkar) haben sich Brandner und Krystyn befasst (BRANDNER & KRYSTYN, 2013). Die Kartierungen im Hinterautal (nordseitige Kare von der Pleisenspitze bis zum Birkkarbach, das Rossloch und das Einzugsgebiet des Lafatscherbachs westlich der Hallerangeralm und des Lafatscherjochs bis zum Gumpenkopf) wurden vom auswärtigen Mitarbeiter Thomas Hornung durchgeführt (HORNUNG, 2020, 2024).

Der vorliegende Aufnahmsbericht beschreibt die geologischen Verhältnisse im Großteil des Vomperlochs (ausgenommen die orografisch rechte Seite östlich der Walderalm), in der Umgebung des Überschalljochs, der Hallerangeralm und des Lafatscherjochs sowie im hintersten Rossloch (Schneepfanne). Zusätzlich werden struktur- und quartärgeologische Detailfragen im mittleren und hinteren Gleirschtal erörtert.

#### **Kurze Erforschungsgeschichte**

Die vom Verfasser 2018 und 2019 kartierten Gebiete wurden in der Vergangenheit wiederholt geologisch aufgenommen: 1888 erstellten Rothpletz und Mitarbeiter erstmals eine genaue topografische und geologische Karte des Karwendelgebirges im Maßstab 1:50.000 (ROTHPLETZ, 1888). Eine frühe grundlegende Beschreibung der Raibler Schichten der Lafatscher Almen mitsamt umfangreicher Fossilliste stammt von WÖHRMANN (1889, 1893). Später veröffentlichten AMPFERER & HAMMER (1898) eine ausführliche Arbeit über die Geologie des südlichen Teils des Karwendelgebirges ebenfalls mit Karte im Maßstab 1:50.000 aus Anlass eines wissenschaftlichen Preisausschreibens, das sie auch gewannen. Darin sind die geologischen Verhältnisse der Gebirgszüge südlich des Vomperbaches und der Isar bis zum Inn erstmals stratigrafisch und tektonisch ausführlich beschrieben. Vieles davon ist in Grundzügen bis heute gültig. Bereits 1903 folgte Ampferers ausführliche geologische Beschreibung des Nordteils des Karwendelgebirges (AMPFERER, 1903). Seit 1902 arbeitete er als Aufnahmsgeologe an der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien an den Kartenblättern Innsbruck-Zirl und Innsbruck-Achensee der Geologischen Karte Österreich-Ungarns im Maßstab 1:75.000, die bereits nach zehn Jahren (AMPFERER & OHNESORGE, 1912) publiziert werden konnten, die Erläuterungen folgten 1924 (AMPFERER & OHNESORGE, 1924).

Aus Anlass der Herausgabe der neuen Alpenvereinskarte 1:25.000 des Karwendelgebirges (drei Kartenblätter) regte von Klebelsberg die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges auf der nunmehr sehr detaillierten topografischen Grundlage an. Otto Ampferer bearbeitete das für ihn geologisch besonders reizvolle östliche, Georg Mutschlechner das mittlere und westliche Kartenblatt. Das mittlere und östliche Blatt decken das Gebiet des gegenständlichen Aufnahmeberichts vollständig ab. Ampferers Blatt wurde wenige Jahre nach seinem Tod mitsamt Erläuterungen von Werner Heissel herausgegeben (AMPFERER & HEISSEL, 1950a, b). Die wichtigsten Ergebnisse seiner Aufnahmen publizierte Ampferer noch selbst in einer umfangreichen Arbeit, veranschaulicht durch zahlreiche Profilskizzen, mit Stand 1942 (AMPFERER, 1946). Die

anderen beiden Blätter wurden von Mutschlechner zwar als Manuskriptkarten fertiggestellt, jedoch nie veröffentlicht. Ergebnisse dieser ausgedehnten und grundlegenden Kartierungen fanden einzig in einer quartärgeologischen Arbeit (MUTSCHLECHNER, 1948) und in einem populärwissenschaftlichen Überblick über die Geologie des Hochnisslgebietes (MUTSCHLECHNER, 1951) ihren Niederschlag. Die Jahrzehnte in einem Privatarchiv verborgenen Originalmanuskriptkarten Mutschlechners konnten vor einigen Jahren für das Archiv der Geologischen Bundesanstalt und für Publikationszwecke gewonnen werden. Das 2009 veröffentlichte GEOFAST-Blatt 118 Innsbruck (MOSER, 2009) wurde folglich größtenteils aus den geologischen Manuskripten von Gunther Heissel, der das BMN-Blatt im Rahmen einer strukturgeologischen Dissertation für die geologische Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt kartierte, und aus der unveröffentlichten geologischen Karte von Mutschlechner kompiliert. Im Zusammenhang mit dem Blei-Zink-Bergbau von Lafatsch wurden in jüngerer Zeit einige Detailstudien zu Tektonik, Mikrofazies, Diagenese, Geochemie und Erzgenese des Erz führenden oberen Wettersteinkalks und der angrenzenden Raibler Schichten gemacht (z.B. SCHULZ, 1981, mit weiterführender Literatur; KRAINER, 1985; BRANDNER, 2008). Derzeit erfolgt eine sedimentologische Neuuntersuchung des Raibler Schichten Profils an den Gschnierköpfen im Rahmen der Masterarbeit von Elisabeth Prendl an der Universität Innsbruck (Betreuung durch Karl Krainer). Der Südostteil des UTM-Viertelblattes Innsbruck-Nordost (u.a. Walderalm und vorderes Vomper Loch) erfuhr im Zuge der geologischen Vorerkundungen für die neue Unterinntalbahn der ÖBB (Zulaufstrecke Nord des Brennerbasistunnels) eine gründliche Überarbeitung durch Rainer Brandner und Hugo Ortner (Festgesteine) sowie Gerhard Poscher (Quartär) im Maßstab 1:10.000 (BRANDNER et al., 1995). Zuletzt stellte Brandner im Dorfbuch Absam die geologischen Verhältnisse und Neuerkenntnisse im Gemeindegebiet, zu dem neben dem Halltal auch der Halleranger und die Lafatscher Almen gehören, sehr anschaulich dar (BRANDNER, 2008).

### Kurzer geologischer und tektonischer Überblick

Das Gebiet des Vomperlochs, des Stallentals und der Hallerangeralm liegt vollständig innerhalb der Nördlichen Kalkalpen und hat Anteil an zwei Hauptdecken: der liegenden „Tannheim-Decke“ (neue Begriffsprägung nach KILIAN & ORTNER, 2019, 2021 und KILIAN et al., 2021; entspricht der früheren Allgäu-Decke) und der hangenden „Karwendel-Decke“ (Begriffsprägung nach denselben Autoren; entspricht der früheren Lechtal-Decke bzw. zuletzt auch der Inntal-Lechtal-Decke nach MANDL et al., 2017). Die Tannheim-Decke umfasst im bearbeiteten Gebiet eine Schichtfolge von den Nordalpinen Raibler Schichten (etwas außerhalb davon, an der Mündung des Vomperlochs umfasst die Schichtfolge bereits Alpinen Buntsandstein) bis zur Ammergau-Formation, die Karwendel-Decke beginnt mit dem Alpinen Haselgebirge und reicht bis zum Hauptdolomit. Mächtiger Wettersteinkalk in Hang- und Lagunenfazies, Nordalpine Raibler Schichten und Hauptdolomit sind am weitesten verbreitet. Der tektonische Bau ist charakterisiert durch große E–W streichende Faltenzüge, die durch Achsendepressionen und -kulminationen auch noch eine weitere (?ältere) Faltung in SE–NW-Richtung erkennen lassen. Die Faltenstrukturen sind häufig N-vergent und an

Aufschiebungen durchgeschert. Die Deckengrenze ist in N–S-Richtung mitverfaltet und z.T. an Aufschiebungen und Seitenverschiebungen versetzt. Letztere überprägen auch eine große E–W streichende, N-fallende Abschiebung, die später überkippt und als Aufschiebung reaktiviert wurde, die das Hochnissl-Massiv auf halber Höhe quert und die Deckengrenze versetzt. Im äußeren Vomperloch sind NE–SW streichende sinistrale Seitenverschiebungen häufig ausgebildet, welche die Nähe der ebenfalls sinistralen Inntal-Störung anzeigen, die alle tektonischen Strukturen des Karwendelgebirges im Osten schräg abschneidet.

### Schichtfolge

Die ältesten Gesteine des kartierten Gebietes sind im basalen Abschnitt der Karwendel-Decke ganz im Osten am Jöchli (Westende des Vomperjochs) die Salztongesteine des **Alpinen Haselgebirges**, die hier unlängst von Rainer Brandner als evaporitische Melange in wirrer Lagerung mit Gesteinen des Alpinen Muschelkalkes und Blöcken aus Wettersteinkalken kartiert wurden. Damit vergesellschaftet sind Reste von roten, grauen, weißen und grünlichen, glimmerreichen Quarzsandsteinen des **Alpinen Buntsandsteins**. MUTSCHLECHNER (1951) erwähnt ein zweites Vorkommen im Haimwald oberhalb Vomperberg, das Rainer Brandner allerdings zu den Nordalpinen Raibler Schichten zählt. Vorkommen von Alpinem Haselgebirge in der weiteren Umgebung finden sich am Haller Salzberg im Halltal, westlich der Walder Alm sowie in zahlreichen Resten zwischen Falzthurtal, Achensee und Stallental (NE-Ecke des Viertelblattes NE). Darüber folgen am Kamm nach Westen zum Hirschkopf in größerer Mächtigkeit gelblich verwitternde, verschieden stark tektonisch reduzierte Rauwacken und plattige dunkle, sterile Dolomite und Kalke, in denen MUTSCHLECHNER (1951) Funde von Kleingastropoden und -bivalven machte. Diese Gesteine sind den **Reichenhall-Schichten** zuzurechnen. Diese gehen in dicker und dünner gebankte dunkle, teils sparitische, teils mikritische Kalke und Dolomite über. Kennzeichnend sind Einschaltungen von mergeligen, stark durchwühlten und gelblich anwitternden, sogenannten Wurstelkalken, die zyklisch mit den Bankkalken wechselagern, die oft von Styolithen durchzogen sind. Diese Gesteinsfolge ist typisch für die **Virgloria-Formation**. Die Untergrenze wird laut SARNTHEIN (1965, 1966) definitionsgemäß mit dem Erstauftreten von kleinen Crinoiden (*Dadocrinus* sp.) gezogen. Darüber stellen sich wechselnd dünn-, mittel- und dickbankige, mittelgraue Kalke ein, die Dasycladaceen führen und der **Steinalm-Formation** zuordenbar sind. Die am Top auftretenden Crinoidenspatkalke zeigen die Transgression bzw. das „Drowning“ an und sind daher bereits der Reifling-Formation zuzurechnen. Virgloria- und Steinalm-Formation verzahnen sich, was sich in einer mehrmaligen Wiederholung der jeweiligen Fazies äußert, wobei stärker hervorwitternde Felsrippen die Steinalm-Formation, die stärker zurückwitternden Abschnitte die Virgloria-Formation repräsentieren. Die Verzahnung deutet auf den Rand der sich entwickelnden Reifling-Partnach-Beckenfazies im Norden hin. In einem Profil südlich Pertisau werden die Wurstelkalke durch plattige, dunkle mikritische Kalke ersetzt, die der Gutenstein-Formation entsprechen. Zusammen bauen beide Schichtglieder die Nordwandstufe des Hirschkopfs auf und fallen mit rund 40–50° nach SSE ein. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ca. 200–300 m. Die Verbreitung der

Bergwiesen des ehemaligen Hochmahds deckt sich in etwa mit der Verbreitung der auf die Steinalm-Formation folgenden Reifling-Formation. Auf den dickbankigen Steinalkalken folgt eine Wechselfolge von sehr dünnbankigen (1–2 cm), wellig-knolligen, mikritischen dunklen Kalken, dünnen gelblich verwitternden Mergelsteinlagen und dickbankigeren, teils bioturbaten und wursteligen, stark verkieselten Kalken, die z.T. Filamente und vereinzelt Radiolarien (Bärental) führen. Die Verkieselung zeigt runde Knöllchen um Nuklei und glaskopffartige Gebilde bis linsige Lagen, vorzugsweise parallel zur Schichtung. Da keine organischen Reste erhalten sind, dürfte es sich bei den „Nuklei“ eher um Grabgänge bzw. um transportierte Grabgänge handeln, um die herum die Verkieselung erfolgte. Grabgänge enthalten vor allem in der Außenhaut organische Substanz, die zur pH-Wert-Änderung führt und Grund für die Fällung von  $\text{SiO}_2$  ist. Um die Knöllchen herum sind oft Filamente angereichert. Zwischen den Kalken finden sich bis 20 cm dicke, hell- bis flaschengrüne Silt- und Sandsteine mit „frischen“ Glimmern (Biotit). Diese entsprechen den Pietra Verde Tufflagen. Die genannten Lithotypen sind charakteristisch für die **Reifling-Formation**, die im Arbeitsgebiet schätzungsweise zwischen 100 und 150 m mächtig ist. Nach oben schalten sich vermehrt 10–30 cm dicke, wellige Bänke aus Kalkareniten ein. Schließlich entwickeln sich daraus mittel- bis dickbankige bis undeutlich gebankte, arenitische bis ruditische, mittelbraune bis hellgraue, teils sparitische Kalke: darin finden sich häufig helle, angebohrte und mikritisierte Bio- und Lithoklasten und Rundkörner (Peloiden). Es handelt sich hier um Schüttungen von der **Wettersteinkalk-Plattform** (Riffhang) in das Becken der Reifling-Formation, das schließlich vom Riff überwachsen wird. Gute Aufschlüsse in den Reiflinger Kalken, als auch in den Riffhangsedimenten der Raminger Fazies bestehen zudem im kleinen Hochkar östlich des Bärenkopfs sowie am Weg auf den Hochnissl auf etwa 1.900 m Höhe. Die Reiflinger Kalke bzw. ihr Übergang in die Raminger Kalke ist an den höher gelegenen Südabhängen des Hochnissl-Massivs bis zum Kammbereich nicht mehr sichtbar, auch wenn das Schichteinfallen dies verlangen müsste. Dort herrscht nur mehr **Riff- und Riffhangfazies** des Wettersteinkalks vor. Dies äußert sich auch in der fehlenden bis undeutlichen, mit dem Hang einfallenden Schichtung und im Vorkommen von hierfür kennzeichnenden Brekzien und Hohlräumgefügen (Großoolithen), die mit verschiedenen Zementgenerationen und z.T. Internsedimenten verfüllt sind, sowie Riff anzeigenden Fossilien wie Korallen, Schwämmen, Crinoiden etc. Der Grund für den Wechsel ist tektonischer Natur und liegt in der auf 2.000–2.200 m Höhe E–W-durchstreichenden und steil N-fallenden, großen Abschiebung (hier informell als Hochnissl-Störung bezeichnet). An dieser Störung ist die gesamte Schichtfolge im Hangendblock um mehr als 300 m nach Norden abgesenkt. Dank des tiefen Einschnitts des Zwerchlochs und Lamskars sind die Gesteine der Raminger Fazies auch dort noch als wechselnd gebankte, grau-bräunliche Biorudite und -arenite aufgeschlossen. Die Riff- und Riffhangfazies des Wettersteinkalks baut einen Großteil des Hochnissl-Massivs, die Berge des Lams- und Schneekars sowie die oberen Abschnitte der Schneepfanne (im Zwerchloch) und des Ödkarls auf. Aufgrund des generell steilen SSE- bis SW-Fallens der Schichtung geht die Riff- und Hangfazies in Fallrichtung sukzessive in deutlichere und dünnere Ban-

kung, d.h. in die Lagunenfazies des Wettersteinkalks über. Diese ist lithologisch durch das Auftreten von stromatolithischen und laminitischen Lagen im Wechsel mit Algenschuttkalken und peloidalen Packstones gekennzeichnet. Im höheren Teil des Grubenkars wurde ein Wechsel von oliv-braunen Algen-Onkoid-Gastropoden-Intraklast-Schuttkalken mit dunklen feinelaminierten Kalken und hellen stromatolithisch laminierten Kalken mit Onkoiden, großen Gastropoden (*Omphaloptycha* sp.?), birds eyes und laminaren Fenstergefügen beobachtet. Ebenso typisch sind Lagen von intraformationellen Brekzien, die lateral rasch wieder auskeilen und Übergänge von intakten stromatolithischen Lagen in zerrissene und verstellte Abschnitte bis zur Auflösung in eckige, häufig längliche Klatten von Kies- bis Blockgröße und deren Umlagerung bei teilweiser Gradierung und Einregelung länglicher Komponenten zeigen. Hier gibt es aber auch Teepee-Strukturen, die eindeutig auf laterale Aufweitung durch Kristallisationsdruck hinweisen. Die Auflösung in Schollen mit nachfolgender Internsedimentation (gradierte Lagen) sind eine Folge davon. Das hat in diesem Fall nichts mit Tsunamis zu tun. Erosionsflächen, auch rinnenförmige (Priele) sind häufig. Diese Lithotypen und Sedimentstrukturen sind das Ergebnis von Gezeitenschwankungen, Sturmereignissen, möglicherweise auch Tsunamis. Die sogenannten „Messerstichkalke“ (Begriffsprägung durch SCHMIDEGG, 1951), meterdicke Bänke mit den charakteristischen, unregelmäßig angeordneten länglichen Hohlräumen vermutlich herausgewitterter ehemaliger Coelestinminerale, wurden im kartierten Gebiet eindrucksvoll an den Südabhängen der Huderbank, im Grubenkar und im hintersten Rossloch (Schneepfanne) vorgefunden. Die auf erhöhte Sr-Werte hinweisenden Coelestinminerale müssen hierbei nicht unbedingt auf Evaporation zurückzuführen sein. Rezente Riffkarbonate haben mehr Strontium (Sr) im Aragonit eingebaut. Daher wäre Coelestinwachstum in den Messerstichkalken genauso durch von der Riffzone in die Lagune umgelagerten Schlamm möglich.

Die Lagunenfazies wird nach oben hin zusehends dünnbankiger. Am Fuß der Nordwand des Bettelwurf-Massivs, westlich der „Poppen“, weist der oberste Wettersteinkalk einen Wechsel von hellen Stromatolithlaminiten, leicht rötlichen Dolomiten mit *birds eyes*, LF-Gefügen und Wühlspuren sowie dunkleren mikritischen Kalken und intraformationellen Brekzien auf. Der Wettersteinkalk schließt – an vielen Stellen aufgeschlossen – mit einer rostbraun verwitterten Pyritschwarte ab (vgl. SCHULZ, 1981), unterhalb der lokal (Speckkarspitz-Nordwand) auch mit Rotpeliten gefüllte Hohlräume als Zeichen einer Verkarstung auftreten. Am Gipfel und am Steig auf die Huderbank sind im Nahbereich einer großen vertikalen Störung, die zur Bildung der Huderbankklamm führte, v.a. die Stromatolith- und Fossilschuttbänke (Algen, Bivalven) dolomitisiert. Dies äußert sich auch in einer Braunfärbung des dolomitisierten Gesteins. Der Übergang von der Riff- in die Lagunenfazies vollzieht sich am Hochnissl-Massiv etwa auf einer Linie von der Sonnchartenspitze über den Alblkopf bis zur Fleischbank-Jagdhütte. Im Zwerchloch greift die Lagunenfazies, strukturell bedingt (Abschiebung an der Hochnissl-Störung und Änderung des Streichens von E–W auf mehr SE–NW), nordwärts bis zum Kaiserkopf zurück und von da nach Westen durch flacheres Schichteinfallen schließlich bis auf den Hauptkamm der Vomperkette über. Dies bedeutet, dass das gesamte mittlere und

hintere Vomperloch zu beiden Talseiten zum allergrößten Teil aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut ist. Im hintersten Vomperloch reichen die Nordalpinen Raibler Schichten im Kern der großen Hinterautal-Synklinale weit in den Talgrund hinab, wo am Übergang zum Wettersteinkalk der Vomperbach entspringt. Auch im vorderen Vomperloch sind die Nordalpinen Raibler Schichten im vertikalen bis steil überkippten Nordschenkel der Fortsetzung der Hinterautal-Synklinale noch breit aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Wettersteinkalk-Lagunenfazies nimmt von Osten (Hochnissl) von schätzungsweise 400–500 m auf mindestens 1.500–2.000 m im Meridian des Grubenkars zu. Allerdings können durch sekundäre Verfaltung und Rampenüberschiebungen in den Schenkeln der Großfaltenstrukturen die Mächtigkeiten stark überhöht sein.

Der Übergang vom Wettersteinkalk in die **Nordalpinen Raibler Schichten** stellt nicht nur faziell, sondern auch lithologisch und morphologisch eine markante Zäsur dar. In ungestörten Profilen äußert sich diese über bräunlichen, häufig dolomitisierten Stromatolithlaminiten des Wettersteinkalks in Form einer manchmal mehrere cm-dicken, rostigen Pyritschwarte und nachfolgend mehreren Metern schwarzen, braun anwitternden Ton- Silt- sowie Glimmer- und Quarz führenden Sandsteinen, die der Lunz-Formation der östlichen Nördlichen Kalkalpen entsprechen. Darin sind z.B. im Naßwald und in der Brantlrinne in mehrmaliger Wiederholung meterdicke Bänke von kompakten, dunklen, ockergelb verwitternden Onkolith- und Oolithbänken eingeschaltet. Daraus entwickeln sich mürbe, kariöse bis rauwackoide Dolomite, die häufig in bizarren Formen mit Halbhöhlenbildung verwittern (Knappenhüttl, Brantlrinne) und braune, sparitische, peloidale Kalke (Packstones), dunkelbraungraue mikritische Kalke und fossilführende braune, olivgrün verwitternde Kalke. Südwestlich der Gamskarspitze finden sich Einschaltungen von Tempestiten aus Bivalven- und Brachiopodenschill. Südlich des Überschalljochs gibt es ein Vorkommen von schwarzen, wellig-knolligen, mergeligen mikritischen Kalken, die hellgelb verwittern. Sterile, sparitische graue Kalke sind bisweilen in Zehnermeter-Lagen eingeschaltet. Dazwischen kommen dünne feinklastische Lagen und Dolomitlagen vor. Auf der Hallerangeralm und am Überschalljoch dominieren mausgraue, teils feinlaminierte, teils mürbe Dolomite und intraformationelle Dolomitbrekzien, lagenweise auch Rauwacken in großer Mächtigkeit den höheren Abschnitt der Raibler Schichten. Die erwähnten Rauwacken, Dolomite und Kalke des höheren Abschnitts sind mit der Opponitz-Formation der östlichen Kalkalpen gleichzusetzen. Durchgehende, weitgehend ungestörte Profile sind im Bereich des Überschalljochs, der Hallerangeralm und der Gschnierköpfe aufgeschlossen. Im äußeren Vomperloch sind gute Aufschlüsse am Haselbach, im Naßwald und am Prасhlahner vorhanden. Tektonisch bedingt fehlen aber häufig Teilbereiche der Abfolge. Die Mächtigkeit erreicht am Überschalljoch schätzungsweise 300–400 m, im äußeren Vomperloch 200–250 m, meist jedoch wesentlich weniger. Detailbeschreibungen der Profile an den Gschnierköpfen und bei der Hallerangeralm finden sich auch in KRAINER (1985) und HORNUNG (2020).

Der Übergang in den Hauptdolomit wurde mit dem vollständigen Aussetzen von feinklastischen Zwischenlagen und von Rauwacken und Mürbdolomiten gezogen. Die jüngeren Schichtglieder, vom Hauptdolomit bis zur Ammergau-Formation, die außerhalb oder am Rande des kar-

tierten Gebietes, z.B. im Kern der Hinterautal-Synklinale bei den Gschnierköpfen, insbesondere in der liegenden „Tannheim-Decke“ (Walderkamm) vorkommen, werden hier nicht weiter beschrieben.

### **Quartäre Ablagerungen und Formen, gravitative Massenbewegungen**

#### **Dawald-Brekzie (auch Tawald-Brekzie)**

Hangbrekzien weisen an den Südabhängen der Mitterspitze bis unterhalb der Dawald-Jagdhütte eine große zusammenhängende Verbreitung und eine geschätzte Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern auf. In der Fachliteratur ist dieses lokale Brekzienvorkommen seit längerem als Tawald-Brekzie bekannt (AMPFERER, 1903, 1907, 1946; MUTSCHLECHNER, 1951). Entlang des Weges zum Hochnissl gibt es hierin gute Aufschlüsse.

Auf 1.560 m Höhe sind mehrere Brekzienkörper erkennbar, die, zusammen betrachtet, eine Grobschichtung erzeugen, welche generell mit dem Hang nach Süden einfällt (SS 190/30). Hierbei ist anzunehmen, dass jede einzelne Brekzienbank, die intern meist ungeschichtet ist, jeweils einem Schüttungsereignis entspricht. Die Komponenten, die ausschließlich aus den im Einzugsgebiet des Dawaldkars anstehenden triassischen Kalkgesteinen bestehen, sind eckig bis kantengerundet und meist von Kieskorngroße. Der Anteil an Steinen und Blöcken nimmt hangaufwärts (proximal) zu. Es kommen fast durchwegs klastengestützte Gefüge vor, wobei sich matrixführende und matrixfreie Abschnitte abwechseln. Die Matrix setzt sich aus Lutiten bis Kalkareniten zusammen. Vermutlich waren alle Bänke ursprünglich matrixführend und die Matrix wurde nach der Ablagerung ausgeschwemmt oder witterte aufgrund schwächerer Zementierung (der sandigen Anteile) stärker heraus, wodurch das Gesamtgefüge zerfiel. In matrixfreien Brekzien sind die Klasten mit Meniskuszementen verfestigt. Matrixführende Bänke sind aufgrund der Lithifizierung der Matrix stärker verkittet und wittern gegenüber den matrixfreien Bänken, welche dicker sind, stärker hervor. Letztere zeigen parallel zur Schichtung halbhöhlenartige Verwitterungsformen, im Volksmund auch „Gufeln“ genannt.

Am Steig auf 1.630 m Höhe gibt es einen großen Aufschluss mit einer massiven, mehr als 2 m dicken Bank, die alle Körngrößen aufweist und z.T. Blöcke von 1,5 m Kantenlänge führt. Bei Betrachtung des Aufschlusses aus der Distanz erkennt man im westlichen Teil erosives Einschneiden der einzelnen Bänke und Rinnenfüllungen. Nach oben sind die einzelnen Brekzienbänke zusehends grobkörniger und schlechter sortiert. Blöcke mit Volumina größer als 1 m<sup>3</sup> kommen häufiger vor, ein Block erreicht gar eine Kantenlänge von 3,5 m. Weitere gute Aufschlüsse in der Brekzie gibt es entlang des Steiges auf 1.700, 1.840 und 1.880 m Höhe. Die Brekzie reicht schließlich, nach oben apexartig zulaufend, bis auf eine Höhe von 1.980 m. Die talwärtige Verbreitungsgrenze der Brekzie endet mit dem Wandabbruch unterhalb der Dawald-Jagdhütte. Faziell handelt es sich bei der Dawald-Brekzie großteils um Ablagerungen von Muren, die sich durch fluviale Umlagerungsprozesse aus den am Südwandfuß des Hochnisslkammes angesammelten Sturz- und Lawinenschuttablagerungen herausentwickelt haben. Der hohe Schutteintrag lässt sich u.a. mit der starken Verwitterungsanfälligkeit des abschnittsweise tektonisch stark zertrümmerten Wettersteinkalkes in Riffschuttfazies der Südwand erklären.

Für die relative altersmäßige Einstufung der Brekzie sind Hinweise auf bzw. Vorkommen von unter- und überlagernden anderen Lockergesteinen, insbesondere glazialen Ablagerungen und deren mitgeführten Kristallinklasten, aussagekräftig. An einigen Stellen liegt die Brekzie direkt auf Festgestein aus Wettersteinkalk. In den bisher besuchten Aufschlüssen konnte nirgends eine direkte Unterlagerung durch andere Lockergesteine beobachtet werden. AMPFERER (1903, 1907, 1946) beschreibt jedoch in einem Graben nordwestlich der Dawald-Jagdhütte unter der Brekzie das Vorkommen eines Grundmoränenrestes, das noch nicht überprüft wurde. Zusammen mit der lockeren kristallinen Erratikastreu, die er auf der Brekzie bis 1.460 m Höhe findet, gelangt er zu einer zeitlichen Einstufung der Brekzie in das Riß-Würm-Interglazial und einer Gleichzeitigkeit der Bildung mit der Höttinger Brekzie und den Konglomeraten des Vomperbaches am Ausgang des Vomperloches („Vomper Schuttkegel“). Bis auf ein kleines Amphibolitgeröll am Jägersteig, der von der Dawald-Jagdhütte in Richtung Nasstalwald führt (ca. 120 m nordwestlich der Hütte), wurden im Zuge der eigenen Begehungen weder auf noch in der Brekzie Kristallin-Komponenten gefunden. Auch im höchstgelegenen Verbreitungsgebiet der Brekzie, dem Rücken mit dem Anstiegsweg zum Hochnissl, fanden sich weder Spuren von Moränenmaterial, noch von Moränenwällen, noch von Kristallinklasten. MUTSCHLECHNER (1951) erwähnt in diesem Zusammenhang Funde von Glimmerschiefer- und Quarzklasten bis 1.600 m Höhe und schließt daraus – wie Ampferer – auf ein zumindest prä-Würm-hochglaziales Alter der Brekzie. Am Südhang unterhalb der Fleischbank-Jagdhütte ist jedoch Moränenmaterial mit reichlich kristallinen Geschieben (u.a. einem Gneisblock mit 1 m Kantenlänge, den auch MUTSCHLECHNER, 1951, anführt) verbreitet. Diese Moränenablagerung wird als Rest zumindest einer hochglazialen Moränenbedeckung interpretiert. Das Vorkommen wird nach Westen nur durch ein schmales Schuttälchen von der Brekzie getrennt. Auch wenn die Brekzie die Moränenablagerungen morphologisch überragt, ist nicht klar, ob die Moräne im ostseitigen Lee der Brekzie abgelagert wurde, oder ob die Brekzie an die Moräne angelagert wurde. Jedenfalls fällt auf, dass auf der Brekzie keine vergleichbare Moränenbedeckung besteht wie neben der Brekzie und letztere selbst auch keine Spuren von glazialer Überprägung (geknackte Klasten, Gletscherschliffe) aufweist. Die Dawald-Brekzie ist heute durch tiefe Gräben zerfurcht. Randlich sind jüngere Hang- und Murenablagerungen an die Brekzie angelagert. Nach den bisherigen Befunden ist ein prä-Würm-hochglaziales Alter der Brekzie noch nicht belegt, denn die spärliche Erratikastreu könnte auch das Ergebnis von Umlagerungen der einst weit hinaufreichenden hochglazialen Moränenbedeckung oder sogar eines Würm-spätglazialen lokalen Gletschervorstoßes sein. Zum jetzigen Zeitpunkt ist eine Entstehung während des Würm-Spätglazials oder vom Würm-Spätglazial bis in das frühe Holozän als wahrscheinlicher anzunehmen.

### **Brekzie im Zwerchloch**

Ein weiteres, viel kleineres, aber gut aufgeschlossenes Brekzienvorkommen (Gehängebrekzie) findet sich etwas taleinwärts der Jagdhütte Zwerchbach am Weg in das Lamsenkar auf 1.080 m Höhe. Die Abfolge beginnt mit kompakten, scherbigen Diamikten mit Scherflächen und gekritzten Geschieben sowie einem ausgeschwemmten

Glimmerschieferblock auf glattpoliertem Fels, bestehend aus 1 m bis 0,5 m dick gebankten, bräunlichen Fossil-schuttkalken des Wettersteinkalks. Die Diamikte sind als Grundmoränenablagerung zu interpretieren. Darüber folgen hangabwärts geschichtete, sandige, eckige bis kantengerundete Kiese mit Steinen, die partiell zu Brekzien zementiert sind. Der morphologisch in das Tal hineinragende Rücken, auf dem die Jagdhütte selbst, geschützt vor Stein-schlag aus der östlich angrenzenden Steilwand, steht, besteht an der Basis ebenso aus direkt dem Felsuntergrund auflagerndem, zementiertem Diamikt (Grundmoränenablagerung). Dieses Niveau markiert die ehemalige Gletscher-sole, nochmals tiefer liegt der klammartige Einschnitt des Zwerchbachs nochmals. Vermutlich ist die Grundmoränenablagerung ein Rest der Würm-hochglazialen, eventuell auch einer Würm-spätglazialen (Gschnitz-Stadium) Vergletscherung. Für die Brekzie käme demnach eine Würm-spätglaziale bis holozäne Bildung infrage.

### **Bachablagerung südwestlich der Melansalm**

Etwa 400 m südwestlich der Melansalm findet sich auf ca. 880 m Höhe in einer hangparallelen, ca. 70 m über dem Talboden orografisch links auftretenden Paläorinne des Vomperbaches ein gut erhaltener Rest eines stark zementierten, grob gebankten Konglomerates. Dieses weist horizontale und Schrägschichtung in flachen Rinnen auf. Die gut gerundeten bis kantengerundeten, ausschließlich karbonatischen Gerölle von Kies- bis Steingröße zeigen klastengestützte, selten matrixgestützte (Sand bis Feinkies) und deutlich imbricate Gefüge. Der die Paläorinne tal-seitig begrenzende Felssporn aus gebanktem Wettersteinkalk ist teilweise bachwärts verkippt. Über das Alter dieser Ablagerung lässt sich nur spekulieren: Das Konglomerat könnte vor dem Würm-Hochglazial (die glaziale Erosion war vermutlich in der Schlucht des Vomperbaches nicht so tiefgreifend, um diese Ablagerungen auszuräumen), im Würm-Hochglazial (als subglaziales Bachsediment) oder im frühen Würm-Spätglazial im Zuge des Abschmelzens der Gletscher als Eisrandsediment gebildet worden sein.

Ein kleinräumiges, grobes Konglomerat mit gut gerundeten Klasten wird nördlich des Kristalpls vom Talsteig auf ca. 1.150 m Höhe (hier auch Kehren) gequert. Unter- oder überlagernde quartäre Ablagerungen fehlen, weshalb eine Alterseinstufung schwierig ist. Die Lage von gut 100 Höhenmetern über dem heutigen Bachniveau spricht für ein zumindest Würm-spätglaziales Alter. Es könnte sich analog zu den Kiesen am orografisch rechten Talausgang des Zwerchlochs um Eisrandsablagerungen handeln (siehe unten).

### **Moränenablagerungen (Grundmoränen- und Ablationsmoränenablagerung) des Würm-Hochglazials**

Moränenablagerungen sind großflächig auf der Talschulter nördlich über der Vomperbach-Schlucht vom Talausgang bis zur Einmündung des Zwerchlochs verbreitet. Frische Aufschlüsse sind selten, jedoch weist die polymikte Komponentenzusammensetzung (überwiegend Karbonat-, untergeordnet Kristallingesteine), die gute Bearbeitung der Klasten, der vielerorts auswitternde, schluffig sandige Anteil und die Streu von teils m<sup>3</sup>-großen Kristallinblöcken (Gneise) auf Grund- und Ausschmelzmoränenabla-

gerungen hin. Es ist anzunehmen, dass diese im Zuge der Würm-hochglazialen Vergletscherung abgesetzt wurden. Teilweise bilden diese Ablagerungen mächtige Rücken.

Weitere größere Areale mit Moränenablagerungen (vorwiegend Grundmoränenablagerung) kommen im Knapenwald und an beiden Talschultern über der tiefen Vomperbachklamm westlich der Bärenklamm-Mündung vor. In diesen glazialen Diamikten fehlen kristalline Geschiebe, während der Inngletscher weiter östlich offensichtlich noch bis in das hintere Zwerchloch vordringen konnte, wie der Fund eines Glimmerschieferblocks am Weg zur Lam-senspitze auf 1.060 m Höhe belegt. Weiter talauswärts finden sich die Erratika-Spuren des Inngletschers an den Südhängen des Hochnissl in immer größerer Höhe: beispielsweise hat sich in der tiefen NE-SW-Rinne, östlich unterhalb der Sonnschartenspitze auf gut 1.500 m Höhe ein mehr als 2 m<sup>3</sup> großer Orthogneisblock verkeilt. Bis auf diese Höhe reicht auch das Grundmoränenvorkommen mitsamt großer Kristallinblöcke unterhalb der Fleischbank-Jagdhütte hinauf. Nördlich des Vomperbergs machte MUTSCHLECHNER (1951) Kristallinfunde bis nahe 1.700 m.

### **Moränenablagerungen der Würm-spätglazialen Lokalvergletscherungen**

Moränenablagerungen der Gletscherstände des Würm-Spätglazials, die sich in erster Linie anhand von Seiten- und Endmoränenwallformen äußern, sind in den steilen Karwendelkaren des Vomperlochs nicht in der Reichhaltigkeit überliefert wie etwa im Risstal, an der Südseite des Hinterautals oder im Gleirschtal (vgl. KERSCHNER, 1993). In den Karen der Süd- und Westseite des Hochnissl-Massivs finden sich lediglich ein schöner Seiten-Endmoränenwall im Kar nordöstlich unterhalb der Fiechterspitze und kleine Reste am Niedernissl sowie im Steinkarl. Umso zahlreicher kommen Moränenwallformen unterhalb der Nordabstürze im hintersten Stallental und in der Umgebung der Lam-senhütte vor (näheres hierzu in BÜSEL, 2013). Im Lamskar und im Schneekar deuten gestaffelte Moränenwälle auf eine Mehrgliedrigkeit von Gletscherständen hin, die besonders für das Egesen-Stadial (Jüngere Dryas) charakteristisch sind.

Am schwierigsten zu interpretieren ist hingegen die ausge-dehnte und vielfältige quartäre Lockergesteinsbedeckung im großen trogförmigen Flachstück (In der Au) des hinteren Vomperlochs zwischen der Einmündung des Ödkarls und jener des Grubenkars: Blockreiche, ungeschichtete Diamikte lagern beispielsweise an der orografisch linken Seite der Mündung des Bockkargrabens in den Vomperbach. Südwestlich davon, an der orografisch rechten Seite kommen Bänderschluße mit Sandlagen vor, die nach oben in zunehmend größere, diamiktische Ablagerungen übergehen. Möglicherweise handelt es sich hier um die Ablagerungen neuer Gletschervorstöße im Würm-Spätglazial nach der Abschmelzphase mit Seebildung und See-verfüllung (mit Oben-grob-Abfolge) nach dem Würm-hochglazialen Eiszerfall. Als Abdämmung des Sees könnte z.B. Toteis oder ein Schutt- oder Felssturzkegel im Bereich der Ödkarlmündung fungiert haben (vgl. BÜSEL, 2015). Für die Gletschervorstöße sprechen auch mehrere zum Tal hin einschwenkende, wenn auch undeutliche Wallformen westlich der Jagdhütte In der Au.

Im Ödkarl, im breiten Spritzkar und im engen, schattigen Bockkar der Bettelwurf-Nordabstürze sind die Moränenablagerungen morphologisch schwer erkennbar bzw. stark verschüttet oder von Lawinen- und Murtätigkeit überprägt worden. Für diese drei Kare wurden wegen der schweren Zugänglichkeit bisher nur Orthofotos und Laserscan-Bilder ausgewertet. Ganz anders gestaltet sich die Situation im großen Grubenkar, wo ausgedehnte und markante Seiten-/Endmoränen ein Gletscherende auf ca. 1.900 m markieren und auch höher im Kar weitere Stände an Moränenresten rekonstruierbar sind. Im Bereich des hintersten Vomperloches lässt sich ein Gletscherende an schlecht entwickelten, zusammenlaufenden Wällen auf etwa 1.300–1.350 m Höhe vermuten, wie schon BÜSEL (2015) erkannte. Hierzu könnten auch die kompakten, blockreichen Diamikte der tief eingeschnittenen Rinne am Nordwandfuß, südwestlich des Lochhüttls (abgebrannt), passen. Zum Überschalljoch hin und nach Westen bis zur Hallerangeralm sind demgegenüber wieder eindrucksvolle Wallformen einer ausge-dehnten Nordhangvergletscherung des Bettelwurf-Speckkarspitze-Kammes erhalten geblieben. Diese Moränen greifen zum Teil über die Tiefenlinie der Passfurche nach Norden aus, wie die durch Toteistrichter charakterisierte Endmoränenlandschaft westlich des Überschalljochs eindrucksvoll zeigt. Weiters sind hier die Endmoränenwälle durch nachfolgende Permafrostaktivität überprägt und partiell als Blockgletscher weiterbewegt worden. Ein reiches Inventar an Würm-spätglazialen Wallformen ist v.a. in den Karen nördlich des Kleinen Lafatscher und im Grubach beim Lafatscher-Hochleger überliefert. Weniger deutlich sind diese nördlich des Lafatscher Jochs ausgebildet. Dies ist auch auf die „Glättung“ durch Lawinentätigkeit zurückzuführen. Bemerkenswert ist hierbei die glaziale Prägung des Lafatscher Jochs: Die glaziale Überformung durch ehemalige Gletschertransfluenzen ist unverkennbar. Zugehörige Schlifffgrenzen sind am Südostgrat des Kleinen Lafatschers bzw. am Westsüdwestgrat der Speckkarspitze ca. 150 m über dem Joch ausmachbar. Aus den N-S verlaufenden Gletscherschliffen am Joch ist allerdings keine eindeutige Fließrichtung erkennbar. Die Funde von Kristallingeschieben nördlich des Lafatscher Jochs (FELS, 1929; MUTSCHLECHNER, 1948) konnten bisher nicht wieder bestätigt werden. Möglich ist ein Gletscherübertritt aus dem hinteren Halltal nach Norden genauso wie aus den Karen nordwestlich und nordöstlich des Jochs. Als sicher gilt jedoch eine Würm-spätglaziale, rechtsseitige Wallform direkt an der Westseite des Jochs, die von einem Gletscher der Jüngeren Dryas aus dem Kar unterhalb des Kleinen Lafatschers abgelagert wurde. Eine ausführliche Beschreibung der Quartärablagerungen und -formen im Gebiet des hinteren Vomperlochs, der Hallerangeralm, des Lafatscher Jochs und des Halltals liefert BÜSEL (2014, 2015).

#### *Eisrandsedimente im Mündungsbereich des Zwerchlochs*

Auf dem aus Wettersteinkalk bestehenden Felsrücken westlich und östlich über der Mündungsklamm des Zwerchbaches in den Vomperbach kommen mehrere Meter mächtige, sandige, steinig-blockige Kiese vor, deren Komponenten gut gerundet sind. Im östlichen Rücken ist zudem, Störungen folgend, eine beeindruckende alte Abflussrinne im Wettersteinkalk mit einer Wasserfallstufe und Kolken entwickelt. Der Rücken mit der Rinne wird im bergseitig gelegenen Tälchen von einer kleinen Schwemmkegelterrasse dieses ehemaligen Zwerchbachabflusses



begrenzt, die hoch über dem heutigen Bachlauf, der epigenetischer Natur ist, ausstreicht. Reste von möglichen Eisrandsedimenten finden sich auch am oberen Ausgang der Katzenleiter auf 1.150 m Höhe und schlecht abgrenzbar auf den Moränenrücken zwischen Nasswald und Stubachgraben. Die Eisrandsedimente im Gebiet des Einlaufes des Vomperbach-Kraftwerks wurden bereits erwähnt.

#### *Blockgletscherablagerungen*

Zwei nennenswerte Blockgletscherablagerungen (des Würm-Spätglazials, vgl. KERSCHNER, 1993) finden sich im Umkreis der Hallerangeralm: Auf dem einen Vorkommen, das ausgeprägte Bewegungswülste aufweist, liegt das Hallerangerhaus. Das Lockermaterial hierfür stammt überwiegend von Raibler Karbonaten. Eine Deutung dieses Lockergesteinskörpers als blockreiche Fließmasse mit Bewegungswülsten lässt sich aufgrund der Beteiligung von verwittertem feinklastischem, sandig-tonig-mergeligem Material der Nordalpinen Raibler Schichten durchaus in Erwägung ziehen. Das zweite Vorkommen weiter südöstlich, mit markanter frontaler Böschung, ist die Weiterentwicklung eines Endmoränenwalles eines Würm-spätglazialen Gletscherstandes unter den schattigen Nordwänden der Speckkarspitze.

#### **Gravitative Massenbewegungen**

Die gravitativen Massenbewegungen des kartierten Gebietes fallen aufgrund des Überwiegens von gebankten Karbonaten, der Lagerungsverhältnisse (Großfalten mit geneigten bis steilen Schichtlagerungen) und des hohen Reliefs hauptsächlich in die Prozessbereiche Fallen/Stürzen und Gleiten/Rutschen. Im Fall der gemischt karbonatisch-siliklastischen Nordalpinen Raibler Schichten treten auch Kriech- und Fließprozesse auf.

#### *Bergzerreißungsstrukturen*

Ausgeprägte Bergzerreißungsstrukturen sind am Vomperloch im Bereich des Hirschkopfs ausgebildet, wobei sich Felskörper der Virgloria- und Steinalm-Formation, zumeist entlang von steilen NE-SW-Störungen, mit meterbreiten Zerrspalten losgelöst haben und in Richtung Norden in das Stallental abzustürzen drohen. Weiters ist der Bereich um die Steinkarlspitze, nordwestlich des Hochnissl, stark von Bergzerreißungen betroffen. Vor einigen Jahren ist dort ein größerer Felskörper in das Stallental abgestürzt, die klaffende Abbruchnische ist an der Rotfärbung von weitem sichtbar. Seitdem ist die Gratüberschreitung am hochalpinen Steig gesperrt.

#### *Felsturzablagerungen*

Steinschlag und kleinere Felsstürze sind v.a. in den Nordwandfluchten des Bettelwurf- und Hochnissl-Massivs allgegenwärtig wie frische Ablagerungen, zumeist aus Blockwerk, am Wandfuß belegen.

Im mittleren Abschnitt des Grubenkars liegen zwischen 1.900 und 2.100 m Höhe in der Einrahmung eines ehemaligen Zungenbeckens eines Würm-spätglazialen Lokalgletschers (vermutlich Egesen-Stadium) die grobblockigen, aus Wettersteinkalk (Lagunenfazies) zusammengesetzten Ablagerungen eines großen Felssturzes. Dessen Ausbruchsnische ist in den durch große Falten geprägten Ostabstürzen der Rosslochspitze (2.538 m) zu lokalisieren.

Zumindest weist ein großer kastenförmiger Einschnitt zwischen 2.100 und 2.200 m darauf hin. Die Blockmasse ist innerhalb der Seiten- und Endmoränen verblieben.

An der Einmündung des Grubenkars in das Vomperloch sind vom ehemaligen Leiterhüttl talabwärts im Talgrund ausgedehnte Grobblockablagerungen verbreitet. Möglicherweise sind diese auch auf Schnee oder einer Gletscherzunge abgelagert worden, zumal sie morphologisch eine auffallende Längserstreckung aufweisen.

Restablagerungen einer Felsgleitung mit Abrisskante und schichtparalleler Abgleitfläche auf den mittelsteil N-fallenden Wettersteinkalkbänken finden sich des Weiteren an der orografisch rechten Seite des Vomperloches im Bereich des Steilabstiegs des Knappensteigs zum Talboden.

Die Blockmasse eines weiteren großen Felssturzes ist südöstlich der Hallerangeralm in Süd-Nord-Richtung quer über den Talboden gebreitet (diese Felssturzmasse wurde auch schon von BÜSEL, 2014, beschrieben). Die Felsmasse ist aus der Nordwand der Speckkarspitze an mittelsteil E-fallenden Überschiebungen und NW-SE verlaufenden, steilen dextralen Blattverschiebungen initial als Felsgleitung ausgebrochen, in weiterer Folge in eine Sturzstromablagerung übergegangen. Flankiert von zwei Blockgletscherablagerungen ist die Masse am Südhangfuß der Sunntigerspitze einige Zehnermeter auf Nordalpine Raibler Schichten des nördlichen Gegenhangs ausgebreitet, unter Ausbildung deutlicher, quer streichender Brandungswälle. Der östliche Rückstaubereich ist durch Schwemmkegelsedimente aufgefüllt, die von Nordosten aus tief in Nordalpine Raibler Schichten eingeschnittenen Gräben geschüttet wurden.

Ablagerungen kleinerer Felsstürze finden sich östlich des Überschalljochs, im höheren Teil des Grubenkars, am Knie des Vomperloches an der Einmündung des Grubenkars und unterhalb der großen Zwerchbachquelle im Zwerchloch. In den beiden letzteren Fällen ist das Blockwerk vermutlich schon in glaziale Ablagerungen eingebaut, zumal die Blöcke in viel feinklastischem Material (Schluff, Sand, Feinkies) eingebettet sind.

Im Bereich des Kristlalpls im mittleren Vomper Loch (AV-Karte 5/3) bilden Felssturzaablagerungen, mit vereinzelt sehr großen Blöcken aus Wettersteinkalk der darüber liegenden Wände, die Füllmasse einer ehemaligen Talstufe, die in den feinklastischen Lagen der Nordalpinen Raibler Schichten verlief. Teile der Sturzmasse sind nachträglich auf den Wasser stauenden, feinklastischen Horizonten abgeglitten bzw. als Fließmasse weiterbewegt worden.

#### *Felsgleitung südöstlich Bollenbachquelle*

An der orografisch rechten Seite des vorderen Vomperloches, ca. 700 m östlich der Ganalm, verengt die Ablagerungsmasse einer großen Felsgleitung den Talquerschnitt. Die Gleitmasse besteht aus einer in Teilbereichen noch zusammenhängenden, ansonsten in Schollen aufgetrennten Schichtfolge von Hauptdolomit, Kössen-Formation, Rotkalken der Adnet-Formation und Graukalken der Allgäu-Formation, die Teil der liegenden „Tannheim-Decke“ sind, sowie auflagernden Eisrandsedimenten (Kiesen). Letztere stehen ungestört auch westlich, außerhalb der Massenbewegung zwischen 860 und 940 m Höhe, am Weg zur Wasserfassung des Vomperbach-Kraftwerks an. Der

deutlich ausgeprägte und unbewachsene Abrissbereich liegt im Hauptdolomit im Grenzbereich zur Kössen-Formation und entlang einer NE–SW streichenden, subvertikalen Seitenverschiebung mit sinistralen Versatz. Die Gleitmasse ist im Fußbereich auf den orografisch linksseitigen Wettersteinkalk der hangenden „Karwendel-Decke“ „aufgeföhren“. Bis 10 m über dem heutigen Vomperbach-Niveau auftretende grobe, steinig-blockige Bachsedimentreste geben Hinweis für die zeitweilige Blockade und Sedimentation im Rückstaubereich der Gleitmasse. Aktuell zeigt die Gleitmasse im frontalsten Bereich infolge Ufererosion das Abgleiten von Teilkörpern. Im rückwärtigen Teil ist die Gleitmasse von Hangsedimenten aus Hauptdolomitmaterial überschüttet.

Am Rücken aus Nordalpinen Raibler Schichten, südöstlich unterhalb des Knappenhüttls, beobachtet man zwischen 1.510 und 1.620 m ein Ausbauchen des Geländes nach Südosten und steile rückhangseitige Böschungen. Es handelt sich hier um das „Absacken“ (Felsgleitung) von Raibler Felskörpern, z.T. mit auflagernder Moräne, um Zehnermeter. Die Bewegung erfolgte vermutlich entlang von konjugierten, NE–SW und NW–SE streichenden steilen Störungen, die hier den Scharnierbereich der großen Überschall-Synklinale, der von den Nordalpinen Raibler Schichten gebildet wird, segmentieren. Weiters kommen im Nahbereich des Knappenhüttls und westlich davon kleinräumige, flachgründige Erdschuttstromablagerungen vor, die sich aus den feinklastischen Schichtanteilen der Nordalpinen Raibler Schichten (Sandsteine, Tonsteine, Mergel) entwickelt haben.

### **Karsterscheinungen**

Sowohl in der Lagunen-, als auch in der Riffazies des Wettersteinkalks sind vielfältige und teils Zehnermeter tief reichende Karststrukturen entlang von Bankflächen, Klüften und Störungen entwickelt. Hierzu zählen verschiedene Karrenformen, Dolinen, Trichter, Schächte und Halbhöhlen („Gufeln“). Am eindrucksvollsten sind die Karstformen des höheren Lams- und Grubenkars und der Schneefanne. Im das Grubenkar ostseitig begrenzenden Kamm finden sich zwischen 1.900 und 2.000 m Höhe bis über 1 m große, bankparallele unregelmäßige Hohlräume, die mit roten rekristallisierten Kalkareniten bis -siltiten gefüllt sind. Es könnte sich hier um einen älteren, kreide-, paläogen- oder neogenzeitlichen Karst handeln.

### **Tektonischer Bau**

#### *Die Überschall-Synklinale*

Die tektonische Hauptstruktur im Arbeitsgebiet ist eine große, E–W bis ENE–WSW streichende und vom mittleren Vomper Loch über das Überschalljoch und das Lafatscher Tal bis in das äußere Hinterautal verfolgbare Synklijinalstruktur, die hier als „Überschall-Synklinale“ bezeichnet wird (siehe auch HEISSEL, 1978; HORNING, 2020). Nördlich und südlich schließen weitere Großantiklinalen und -synklijinalen an, die z.T. durchgesichert sind (Details in HEISSEL, 1978; GRUBER, 2017; HORNING, 2020). Dem mäßig steil S-fallenden Nordschenkel, der den Repskamm und die Nordflanke des Vomper Lochs aufbaut, steht ein steil N-fallender, vielerorts senkrecht bis steil überkippt S-fallender Südschenkel gegenüber, der großteils die gewaltigen Nordwände der Gleirsch-Bettelwurf-Kette im Süden bildet.

Die Achsenfläche der N-vergenten Falte fällt steil nach Süden bis Südsüdosten ein. Die Flanken der Synklinale werden aus Wettersteinkalk aufgebaut, den Kern bilden die Nordalpinen Raibler Schichten, westlich der Kohleralm am Halleranger auch noch geringmächtiger Hauptdolomit, der aufgrund eines leichten Achsenabtauchens nach Westen bis Südwesten in Richtung Überschalljoch in die Luft ausstreicht. Das Scharnier der Großfalte ist im Wettersteinkalk am Westende der Vomper Loch Schlucht (hier wieder mit leichtem Achsenfallen nach Osten), in den Nordalpinen Raibler Schichten am Südostende der Brantlirinne und im Hauptdolomit an den Gschnierköpfen aufgeschlossen. Im Kern der Synklinale ist der Hauptdolomit intensiv N-vergent verfaultet und zerschert (HORNING, 2020). Sowohl im Nordschenkel zwischen Ödkarl und Spritzkar, als auch im Südschenkel der Synklinale nördlich unterhalb der Kaskarspitze gibt es auch kleinere, z.T. offene bzw. liegende Falten, deren Achsenstreichen NE–SW verläuft, und die vermutlich einer Deformationsphase vor der Hauptfaltenbildung zuordenbar sind. Zwischen Reps und Hochkanzel wird der Nordschenkel der Überschall-Synklinale an mehreren NNW–SSE bis NW–SE verlaufenden steilen Störungen segmentiert: Markerversätze der Formationsgrenze zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten sowie strukturelle Messungen an den Störungen ergeben überwiegend dextrale, untergeordnet auch sinistrale Seitenverschiebungen, letztere vorzugsweise an NE streichenden Störungen. Es gibt lokal, z.B. am Südfall des Reps und der Hallerangerspitze jedoch auch NW–SE-Störungen mit sinistralen Versatz; N–S- bis NE–SW-Störungen mit dextralem Versatz konnten ebenso beobachtet werden. Die Versatzbeträge bewegen sich an den meisten Störungen im einstelligen Meterbereich. An den zwei größten dextralen Seitenverschiebungen (eigentlich sind es Störungsbündel), einmal zwischen Reps und Sunntigerspitze und 1,5 km weiter östlich, westlich der Gamskarspitze, erreichen die Beträge jedoch 600–700 m. Diese beiden bedeutenden Störungen durchtrennen auch die engen Faltenstrukturen in der gewaltigen Nordwandflucht des Repskamms. Zwei ähnlich orientierte, parallellaufende dextrale Störungssäste zwischen der Brantlirinne und der Hochkanzel durchörterten laut Laserscanbildern das gesamte hintere Rossloch (Rosskar) bis zur Lalidererspitze. Vergleichbare dextrale Störungen, wenn auch mit weit geringeren Versatzbeträgen (bis 100 m), lassen sich auch am Südschenkel der Synklinale beobachten. Dort ist der stratigrafische Kontakt Wettersteinkalk – Nordalpine Raibler Schichten nicht durchgehend aufgeschlossen bzw. häufig verschüttet, dadurch müssen die Versatzbeträge durch Ergänzungen der, auch morphologisch herauspräparierten Grenzfläche in Streichrichtung rekonstruiert werden. Die Seitenverschiebungen wurden vermutlich syngenetisch zur N–S-Kompression und zur Anlage des N-vergenten Faltenbaus angelegt, wobei das eigentliche WSW–ENE-Streichen der Faltenstruktur durch die vielen dextralen Versätze in ein scheinbares E–W-Streichen verformt wurde. Ein anschaulicher N–S-Profilsschnitt durch die Überschall-Synklinale im Meridian des Reps ist in SCHULZ (1981: 97) abgebildet (vergleiche auch die Profilschnitte in HEISSEL, 1978).

#### *Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung*

Mitten in den Nordwandfluchten des Gleirschkamms, von der Kaskarspitze im Westen bis zu den Bettelwürfen im Osten, wird der Südschenkel der Überschall-Syn-

klinale von einer markanten, etwa E–W streichenden und mittelsteil S-fallenden Großstörung gekappt. Diese Störung wurde bereits Anfang des 20. Jahrhunderts von Otto Ampferer im Zuge seiner geologischen Aufnahmen für das Blatt Innsbruck-Achensee der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 und für die Erschließung der Mühlauer Quellen erkannt (z.B. Profilschnitt in AMPFERER, 1949: 8; vgl. auch AMPFERER, 1928). Vor mehr als 40 Jahren hat sich HEISSEL (1978) im Rahmen seiner Dissertation näher mit dieser großen Störung befasst und sie als „Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung“ definiert, an der die Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale N-vergent auf die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale aufgeschoben wurde (HEISSEL, 1978: 271–273, Abb. 1–4). Von Westen betrachtet, taucht die Störung östlich der Praxmarerkarspitze aus den Schutthängen des Hinterödtkars an der Wandbasis auf und verläuft leicht ansteigend quer durch die Nordwände der oben genannten Gipfel bis in die markante Scharte zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher, die ihre Entstehung dieser Störung verdankt. Dank des breiten Einschnitts des Lafatscher Jochs sind die Orientierung und Lage der Überschiebung im Raum gut sichtbar und vor Ort einmessbar. Am Nordwestgrat der Speckbarspitze ist die Störung auf 2.490 m direkt aufgeschlossen: S 154/53, L 214/25. Die Messwerte zeigen eine Schrägaufschiebung nach NNE. Die Gesteine unmittelbar im Hangenden der Störung sind stark brekziiert und durch ockergelb bis hellrot verwitternde, z.T. rekristallisierte, pelitische bis siltitische, teils feingeschichtete Sedimente in den Zwickeln gekennzeichnet. Im Störungsabschnitt zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher sind vergleichbare, rot gefärbte Störungsbrekzien schon von weitem sichtbar. Ob die Rotfärbung der Brekzie und der Fund von eisenschüssigen Bohnerzen und Bruchstücken von Hippuriten in Spalten am Südostgrat des Kleinen Lafatschers (KROIS & STINGL, 1994; HORNING, 2020) in ursächlichem Zusammenhang mit lateritisch-bauxitischen Verwitterungsbildungen zur Zeit der Ablagerung der Gosau-Sedimente in der Oberkreide bzw. im Paläogen stehen, ist noch nicht untersucht. Der Hangendblock ist an der Westseite der Speckkarspitze durch eine antiformale, stirnartige Falte charakterisiert, deren Orientierung noch nicht genau erfasst wurde. Im Liegendblock nordwestlich unterhalb der Speckkarspitze ist eine große, mittelsteil ENE fallende Störungsfläche erwähnenswert, deren Bewegungsindikatoren eine Rücküberschiebung nach Südwesten anzeigen und die jünger ist als die dextralen Seitenverschiebungen, da diese versetzt werden.

Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung ist aus der Ferne betrachtet in den Nordwänden gut durch die unterschiedliche Schichtlagerung im Liegend- (subvertikal N- oder S-fallend) und im Hangendblock (mäßig steil SW-fallend) erkennbar. Die Überschiebung lässt sich östlich der Speckkarspitze noch gesichert bis zum Meridian des Großen Bettelwurfs verfolgen. Während im westlichsten Abschnitt die Überschiebung den Südschenkel der Überschall-Synklinale fast vollständig unter sich begräbt und auch noch auf den Hauptdolomit im Kern übergreift, taucht in der Nordwand der Bettelwürfe im Liegendblock das Scharnier einer südlich an die Überschall-Synklinale anschließenden Antiklinale auf, die von Osten und von Norden aus dem Grubenkar gut eingesehen werden kann. Hierbei dürfte es sich um die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale sensu HEISSEL (1978) handeln

(vgl. BRANDNER, 2008). Einem flachen Südschenkel im Bereich der Fallbachtürme folgt ein sehr steiler Nordschenkel, der gleichzeitig den Südschenkel der Überschall-Synklinale darstellt. Die Achsenfläche fällt somit nach Süden bis Südosten ein. Von weitem ist ein leichtes Achsengefälle nach Osten sichtbar, das Scharnier streicht nördlich unterhalb des Hundskopfs durch. Bei Betrachtung des Bettelwurf-Massivs von Süden bietet sich eine völlig andere strukturelle Situation dar: Das S- bis SE-Fallen der Schichtung des lagunären Wettersteinkalks am Grat vom Hundskopf nach Westen wird Richtung Hoher Fülleg immer steiler, nach Süden, am Störungskontakt zu den Nordalpinen Raibler Schichten hin, wieder flacher. Es ist noch nicht klar, ob es sich hier um eine Synform mit steilem NW- und flachem SE-Schenkel oder um eine nach NW abtauchende Antiform mit überkipptem SE-Schenkel und überkippter Achsenfläche handelt. Um diese komplexen Faltenstrukturen besser verstehen zu können, bedarf es noch weiterer Begehungen am Südabfall des Bettelwurf-Massivs.

Die in der Überschall-Synklinale (Liegendblock) in beiden Schenkeln auftretenden, staffelartig angeordneten dextralen Seitenverschiebungen setzen sich merkwürdigerweise nicht im Hangendblock der Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung fort. Die Überschiebungsfläche wird nach den bisherigen Beobachtungen durch keine Störung versetzt. Dennoch weist auch der Hangendblock eine Reihe von gleichartigen NW–SE streichenden dextralen Seitenverschiebungen auf, z.B. an der Südflanke der Speckkarspitze und des Kleinen Bettelwurfs, die an der Überschiebungsfläche enden. Dies könnte bedeuten, dass die Überschiebung nicht als Folge der N–S-Einengung, Faltenbildung und konjugierten Zerschering an steilen Störungen, sondern zu einem späteren Zeitpunkt entstanden ist. Die dextralen Störungen im Hangendblock könnten demnach transportiert sein. Im Gegensatz zur lang in E–W-Richtung durchstreichenden Überschall-Synklinale im Liegendblock zeigt der Hangendblock ein Streuen des Schichteinfallens von Ost über Süd bis Südwest, ohne dabei, mit Ausnahme am Südwestgrat der Speckkarspitze, klare Faltenstrukturen erkennen zu lassen. Dies weist darauf hin, dass der Hangendblock der Überschiebung auch durch eine andere Deformation als die N–S-Einengung geprägt worden ist und daher die Überschiebung nicht ohne weiteres rückabgewickelt werden kann. Möglicherweise handelt es sich hier um domartige Strukturen, die im Zusammenhang mit einem diapirartigen Aufstieg des Halltaler Salzstockes stehen.

#### *Die Hochnissl-Störung*

Die Südflanke des Hochnissl-Massivs wird von einer markanten, N-fallenden Störung etwa 400 Höhenmeter unterhalb des Hauptgipfels in E–W-Richtung gequert. Die Störung lässt sich über mehrere km aus dem Stallental bis in das Zwerchloch verfolgen. An der Störungsfläche, die durchschnittlich mit 60° nach Norden einfällt, grenzen – je nach topografischer Lage – in den tiefen Grabeneinschnitten des Schneetals (laut AV-Karte 5/3) östlich des Bärenkopfs und des Bärenals (laut AV-Karte 5/3) westlich davon die S-fallende Steinalm- und Reifling-Formation im Liegendblock an die Riffschuttgesteine des Wettersteinkalks im Hangendblock. Demgegenüber stoßen die Riffschuttgesteine am nach Süden vorragenden Bärenkopf und am Südgrat des Hochnissl direkt aufeinander.

Der Abschiebungsbetrag nach Norden lässt sich an der Fiechterspitze mit mindestens 300 m abschätzen. Entlang der Abschiebungsfläche fand eine breite Zertrümmerung und Rotfärbung der Störungsgesteine statt, insbesondere im Hangendblock, vergleichbar denen an der Gleirsch-kamm-Bettelwurf-Überschiebung (siehe dort). Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass in den Brekzien die bereits von anderen Störungen (Gleirsch-kamm-Bettelwurf-Überschiebung, Stempeljoch-Überschiebung, Störungen am Gleirschjochl; zu letzteren beiden ist ein Bericht in Vorbereitung) bekannten Hohlräume vorkommen, die mit sterilen siltig-tonigen Rotsedimenten verfüllt sind. Sowohl die Genese eines Teils der Brekzien als auch der Hohlräume und deren Rotsedimente könnten mit einer früheren, kretazisch-neogenen(?) Verkarstung unter tropischen bis subtropischen Bedingungen erklärt werden. Die Abschiebung ist an vielen Stellen durch jüngere Störungen überprägt: Dies äußert sich in einer Steilstellung bis lokalen Überkipfung der ursprünglich N-fallenden Störungsfläche nach Süden, in einem zunehmend steileren Einfallen der Schichtung im Liegendblock zur Störung hin (Schleppung), als auch in der Neuanlage steil S-fallender Bewegungsflächen mit geringfügiger Aufschiebung nach Norden (vgl. BRANDNER et al., 1995). Besonders gut sichtbar ist dies im Graben südöstlich unterhalb des Hochnissl. Höher oben, am Südgrat des Hochnissl, werden auch diese steilen Aufschiebungen von flachen Rücküberschiebungen nach Süden gekappt. In diesem Kontext sind auch eine N-gerichtete Aufschiebung innerhalb des Wettersteinkalks an der Westseite des Zwerchlochs (am Ausgang der Huderbankklamm, AV-Karte 5/3) unter Ausbildung mächtiger Kataklasite, und die Rücküberschiebungen nach Süden von steil überkipptem Wettersteinkalk auf die basalen Klastika der Nordalpinen Raibler Schichten am Wanderweg südwestlich der Sonnschartenspitze zu betrachten. Weiters gibt es eine Reihe von NE-SW bis NNE-SSW streichenden steilen Störungen, die sowohl die Abschiebungs- als auch die überprägenden Aufschiebungsflächen sinistral, z.T. schräg abschiebend nach Südwesten versetzen. Der Bewegungssinn lässt sich z.B. anhand von Riedelflächen und Faserkristalliten entlang des Weges auf den Hochnissl ermitteln. Die bedeutendste dieser Störungen lässt sich vom Hochnisslkamm über die Verflachung des Niedernissl bis in den Nasstalwald verfolgen, wo die Grenze des lagunären Wettersteinkalks zu den Nordalpinen Raibler Schichten um gut 100 m sinistral nach Südwesten versetzt ist.

#### *Das Abschiebungssystem im Kamm Hochnissl-Lamsenspitze*

In den Nordostwänden des langen Kamms vom Hochnissl zur Lamsenspitze sind aus dem Stallental zahlreiche aus der Wand austretende, vermutlich SW-NE streichende, steil NW- als auch SE-fallende Störungen erkennbar. Besonders eindrucksvoll stellt sich das durch synthetische Staffelbrüche bedingte Abtreppen der morphologisch hervortretenden Grenze Reifling-Formation – Wettersteinkalk in Riffazies um mehrere 100 Meter von der Steinkarlspitze nach Nordwesten und in umgekehrter Richtung von der Lamsscharte nach Südosten dar. Dadurch wird der Wettersteinkalk bis an den Wandfuß herabgesetzt. Die glatte Felsfläche am Südostabfall der Lamsenspitze, die am Aufstieg zur Lamsscharte gequert wird, stellt eine große SE-fallende Abschiebung dar. Dies untermauern auch weitere Messungen an parallel verlaufenden Störungsflächen

südöstlich der Scharte. Analog dazu dürfte es sich auch bei den weiter östlich gelegenen großen synthetischen Staffelbrüchen um Abschiebungen handeln. Die Störungen streichen auch im Lamskar in SW-Richtung durch und bewirken z.B. das Umbiegen des unteren Karbereichs von NNW- in SW-Richtung. Im Nordostwand-Abschnitt zwischen der Steinkarlspitze und dem Hochnissl sind jedoch auch steile Aufschiebungen nach Südosten oder Osten ersichtlich, welche die Abschiebungen überprägen. Dabei benützen die Aufschiebungen dieselben Flächen wie die Abschiebungen. Dies bedeutet, dass es sich hier vermutlich um invertierte Abschiebungen handelt. An den Störungsflächen ist Steinalm-Formation auf Reifling-Formation und diese wiederum auf Wettersteinkalk aufgeschoben. Die bedeutendste dieser Aufschiebungsflächen streicht auch noch am Südwandfuß der Steinkarlspitze, im Steinkarl, aus und ist dort durch Bildung von Halbhöhlen gekennzeichnet. Neben den steilen Aufschiebungen gibt es innerhalb der Virgloria-Formation auch flache Überschiebungen, die sich wieder schichtparallel verlieren und durch Faltung kompensiert sind.

#### *Die Aufschiebung und Falte der Huderbankspitze*

In der trichterförmigen ostseitigen Schlucht zwischen Huderbankspitze und Kaiserkopf ergibt sich beim Anblick von Nordosten aus dem Lamskar folgende tektonische Situation: Auf eine N-vergente Antiform folgt nach Norden eine ebenso N-vergente Synform, die an einer steilen S-fallenden Störung nach Norden durchgeschert ist. Im höheren Abschnitt des Hangendblocks ist die Falte durch eine flache, N-gerichtete Überschiebung abgeschnitten. Der Versatz an der Aufschiebung ist am Übergang der Klinoformen zur gut gebankten Lagunenfazies zu sehen. Die Steilheit der Aufschiebung impliziert die kompressive Reaktivierung einer bereits bestehenden Störung. Während im Hangendblock scheinbar flaches Schichteinfallen besteht, ist die Schichtlagerung im Liegendblock konstant steil S-fallend. Die Vogelperspektive (Orthofotos und Laserscans, Land Tirol) und Fotos von Klettertouren (<https://www.hikalife.com/bergtouren/>) zeigen deutlich, dass das Streichen der Schichtung im Hangendblock am Grat von der Huderbankspitze bis zum Kaiserkopf von E-W sukzessive auf SE-NW bis N-S an der Störung dreht. Die Schichtung des Hangendblocks steht also in steilem Winkel zur Aufschiebungsfläche und zu den parallel dazu liegenden Schichtflächen im Liegendblock. Es könnte sich bei dieser Struktur einerseits um eine großräumige Schleppung an einer (transpressiven?) Seitenverschiebung oder auch um eine, durch spätere N-S-Einengung steil gestellte Rampen-Antiklinale einer einstigen Top-nach-W- oder Top-nach-NW-Bewegung handeln. Auffallend ist hierbei auch, dass die Hochnissl-Abschiebung sich im Streichen nach Westen zwanglos mit dieser Störung verbinden lässt. Noch weiter nach Westen lässt sich die Spur der Störung mit Vorsicht bis in das Grubenkar verlängern. Tiefe E-W-Scharten mit beidseitig unterschiedlicher Schichtlagerung in den nach Süden abfallenden Kämmen zwischen Ödkarl, Spritzkar und Grubenkar geben hierfür Hinweise.

#### *Störungen der Vomperloch Schlucht, der Gan- und Walderalm*

Der Schluchtbereich des Vomperlochs zwischen der Prügklamm im Westen und dem großen Umbiegen des Vomperbachs von E-W auf N-S-Richtung am Vomperberg, ist

durch eine Reihe von großen E–W und NE–SW streichenden, meist steilen Störungen geprägt. Am markantesten ist die große E–W-Störung, die vom Stubbach bis zur Bärenklamm steil S-fallende Nordalpine Raibler Schichten im Norden von Wettersteinkalk in Lagunenfazies im Süden trennt. Letzterer liegt im östlichen Abschnitt zusammen mit den auflagernden Nordalpinen Raibler Schichten flach, im westlichen Abschnitt (nordwestlich der Walderalm) steil N-fallend. Diese Störung verliert sich im Westen in der großen Antiklinale in den Nordwänden der Fallbachtürme. An der Störung sind auch die Nordalpinen Raibler Schichten im Norden gegenüber dem Wettersteinkalk im Süden um einige Hundert Meter relativ abgeschoben. Im Mündungsbereich des Zwerchlochs und von da ostwärts beobachtet man entlang dieser Störung eine Einengungskomponente in Form steil N-gerichteter Aufschiebungen von Wettersteinkalk im Süden auf Nordalpinen Raibler Schichten im Norden. Am Zwerchbach gibt es den Fall einer Aufschiebung, die flacher ist als das Schichteinfallen der Nordalpinen Raibler Schichten im Liegendblock, so dass letztere unter Schichtausfall zugeschoben werden. Topografisch höher oben im Profil liegt schließlich Wettersteinkalk auf Wettersteinkalk. Östlich der Melansalm werden durch steile Aufschiebungen die Nordalpinen Raibler Schichten ebenso zwischen dem Wettersteinkalk des Liegendblocks (im Norden) und dem des Hangendblocks (im Süden) fast vollständig zugeschoben.

SW–NE streichende, vermutlich sinistrale Störungen des Inntal-Störungssystems schneiden letztlich zwischen der Walderalm und der Stubbachquelle die eben beschriebenen Störungen schräg ab und führen auch dazu, dass die Gesteine der liegenden Tannheim-Decke lateral an die Gesteine der Karwendel-Decke grenzen und die ursprüngliche Deckengrenze im Gebiet des Vomperlochs überprägen.

## Literatur

- AMPFERER, O. (1903): Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **53**, 169–252, Wien.
- AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebrekzien der Nördlichen Kalkalpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **57**, 727–752, Wien.
- AMPFERER, O. (1928): Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. – Zeitschrift für die Kali- und -Steinsalzindustrie sowie das Salinenwesen, **5**, 58–62, Halle an der Saale.
- AMPFERER, O. (1946): Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, **106** (1942), 1–95, Wien.
- AMPFERER, O. (1949): Geologische Ergebnisse der Quellenaufschließungen in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38** (1943–1945), 1–28, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Karte des südlichen Theiles des Karwendel Gebirges 1:50.000. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt/Militärgeographisches Institut, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1899): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 289–374, Wien.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950a): Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes 1:25.000. – 1 Blatt, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950b): Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes. – 55 S., Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1912): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt 5047 (Innsbruck und Achen-See). – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Innsbruck-Achensee (5047). – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.
- BRANDNER, R., ORTNER, H. & POSCHER, G. (1995): Geologische Manuskriptkarte 1:10.000 auf ÖK 118 Innsbruck, 119 Schwaz und 120 Wörgl. – 38 Blätter, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18464-RA/118].
- BRANDNER, R. & KRYSSTYN, L. (2013): Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 417–420, Wien.
- BÜSEL, K. (2013): Bericht 2012 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 405–411, Wien.
- BÜSEL, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 315–323, Wien.
- BÜSEL, K. (2015): Bericht 2014 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen in den Gebieten Hinterautal, Gleirschtal, Halltal und Vomperloch (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 293–298, Wien.
- FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. – Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft, **202**, 85 S., Gotha.
- GRUBER, J. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandltal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 304–309, Wien.
- GRUBER, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Repts, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 380–384, Wien.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 483–494, Wien.

HORNUNG, T. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen am Karwendel-Hauptkamm (Pleisenspitze bis Birkkarspitze) und in den südexponierten Karen des Hinterautals auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 230–239, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – In: PETERMÜLLER-STROBL, M. & STÖTTER, J. (Hrsg.): Der Geograph im Hochgebirge. Beiträge zu Theorie und Praxis geographischer Forschung (Festschrift für Helmut Heuberger). – Innsbrucker Geographische Studien, **20**, 47–55, Innsbruck.

KILIAN, S. (2013): Bericht 2012 über geologische und strukturelle Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.

KILIAN, S. & ORTNER, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel Mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **112**/1, 62–83, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>

KILIAN, S., ORTNER, H. & SCHNEIDER-MUNTAU, B. (2021): Buckle folding in the Northern Calcareous Alps – field observations and numeric experiments. – *Journal of Structural Geology*, **150**, 104416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104416>

KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg–Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 129–142, Wien.

KROIS, P. & STINGL, V. (1994): Kretazische „Augensteine“? – Notiz zu einem fraglichen Gosauvorkommen im Karwendel (Tirol, Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137**, 289–293, Wien.

MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255, Wien.

MOSER, M. (2009): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Innigletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Zeitschrift des Ferdinandeums*, **1948**, 155–206, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1951): Geologie der Hochnißl-Gruppe. – *Schlern-Schriften*, **85**, 16–35, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

ORTNER, H. (2019): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf den Blättern UTM NL 32-03-17 Hinterriß und UTM NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 392–396, Wien.

ORTNER, H. & KILIAN, S. (2021): Thrust tectonics in the Wetterstein and Mieming mountains, and a new tectonic subdivision of the Northern Calcareous Alps of Western Austria and Southern Germany. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **111** (2022), 543–571. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02128-3>

ROTHPLETZ, A. (1888): Geologische Karte des Karwendelgebirges 1:50.000. – *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, **1888**, 401–470, München.

SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1965**, 119–162, Wien.

SARNTHEIN, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck: 1. Fortsetzung. – *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck*, **54**, 33–59, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzberglagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **94**, 159–205, Wien.

SCHUH, M. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 298–300, Wien.

SCHUH, M. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 301–304, Wien.

SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). – *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum*, **61**, 55–104, Innsbruck.

WÖHRMANN, S. v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **39**, 181–258, Wien.

WÖHRMANN, S. v. (1893): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **43**, 617–768, Wien.

## **Bericht 2021 über geologische Aufnahmen am Karwendel-Hauptkamm (Pleisenspitze bis Birkkarspitze) und in den südexponierten Karen des Hinterautals auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck**

THOMAS HORNUNG  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Vorwort**

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Ödkarspitze“ auf dem UTM-Kartenblatt 32-03-23 Innsbruck (NW, NE) erfolgte von Juni bis November 2021. Ursprünglich bestand das Untersuchungsgebiet aus einem Areal mit einer Gesamtfläche von ca. 25 km<sup>2</sup>. Um den Anschluss an das letztjährige Kartiergebiet einzubinden, wurde es um das Birkkar auf ca. 29 km<sup>2</sup> erweitert. Zudem wurden der Nordteil des Kartiergebietes von GRUBER (2016) integriert sowie die Geologie des östlichen Birkkars, des Rauhkars sowie des Mosenkars aus digitalen Geländedaten (hochauflösende Orthofotos und Laserscandaten des Landes Tirol) kompiliert. Die diesjährigen Gebietsgrenzen entsprechen im Süden dem Lauf der Isar im Hinterautal von einem Punkt knapp westlich der Einmündung des Laimgrabens im Westen bis zur Einmündung des Birkkarbaches im Osten. Die östliche Grenze verläuft entlang des Birkkarbaches über „Die Ständ“ auf die Birkkarspitze – die Nordgrenze entspricht dem Kammverlauf von der Birkkarspitze über die Ödkarspitzen, die Marxenkar- und Große und Kleine Seekarspitze bis zur Pleisenspitze. Die Westgrenze verläuft von der Pleisenspitze über den vorderen Pleisengrat zur Pleisenhütte und den Kienleitensattel bis zur Hinterautalstraße.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- GEOFAST Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 118 Innsbruck (PAVLIK, 2008).
- Kartierbericht Birkkarklamm, Reps und Hinterer Schwarzenwald (GRUBER, 2016).
- Karstgeologische Karte im westlichen Karwendel (PIETERSTEINER, 2012).

### Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 29 km<sup>2</sup> große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich des Karwendel-Hauptkamms (Vomper Kette) zwischen Pleisenspitze und Birkkarspitze und damit gleichzeitig die höchsten Gipfel des Karwendels. Die höchste Erhebung des Gebietes ist die Birkkarspitze (2.749 m). Weitere markante Erhebungen des Untersuchungsraumes sind die Ödkarspitzen (2.745 m, 2.738 m sowie 2.712 m), die Große Seekarspitze (2.677 m), die Breitgrieskarspitze (2.590 m), die Große Riedlkarspitze (2.585 m) sowie die Pleisenspitze (2.569 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Westen fließende Isar am Neulegerklamm im Westen des Untersuchungsgebietes bei ca. 1.035 m (alle Angaben in Meter über Adria).

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Isar, deren hauptsächliches Quellgebiet am „Isar-Ursprung“ zwischen der Mündung des Öd- und Birkkares auf etwa 1.160 m liegt. Die wichtigsten Zuflüsse des Gebietes kommen aus den großen, südexponierten Karen von Hinterkarsbach, Breitgrieskarsbach, Ödkarsbach und Birkkarsbach. Der weiter westlich gelegene Laimgraben führt nur periodisch Wasser.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie der E–W streichenden Karwendel-Hauptketten bestimmt (im Untersuchungsgebiet Vomper Kette) und kann als hochalpin feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand bzw. den NW- und SW-Strömungen gelangen die Niederschläge in die Täler und sorgen für oftmaligen, intensiven Niederschlag. So fällt auch im Winter für die Höhenlage entsprechend viel Schnee.

Der Untersuchungsraum ist Teil der Inntal-Decke sensu TOLLMANN (1970) und HEISSEL (1978) bzw. Inntal-Lechtal-Decke sensu MANDL et al. (2017) bzw. seit neuestem Karwendel-Decke sensu KILIAN & ORTNER (2019) und KILIAN et al. (2021) und gehört damit zum Tirolikum der Nördlichen Kalkalpen. Tektonisch gesehen, handelt es sich hier um einen Teilausschnitt aus einer großen Antiklinalstruktur (Birkkar-Antiklinale), die entlang der Vomper Kette von West nach Ost streicht und an die im Süden die Hinterautal-Synklinale anschließt. Nähere Ausführungen dazu werden eingehend im Kapitel „Tektonischer Bau“ erläutert.

## Schichtenfolge

### Trias

#### **Wettersteinkalk, Lagunen- oder „Rückrifffazies“; Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)**

Der Wettersteinkalk ist die nicht nur die älteste, sondern auch die bei weitem dominanteste Lithologie des Untersuchungsgebietes. Sie baut ausschließlich die Vomper Kette von der Flankenbasis bis zum Kammverlauf auf und ist der einzige Gipfelbildner. Im Gegensatz zum östlichen Abschnitt dieses prominentesten Karwendelkammes sind im Untersuchungsgebiet ausnahmslos lagunärer, in der Regel gut bis sehr gut gebankter Wettersteinkalk auskartiert. Massiger bis allenfalls schlecht bzw. undeutlich gebankter Wettersteinkalk in Riffhangfazies als Pendant tritt ausschließlich im Breitgrieskar in Form vergleichsweise kleiner Patchreefs bzw. Fleckenriffe auf. Auf den mitunter stärker verkarsteten Hochgebieten der südexponierten Kare von Mitterkar im Westen bis Birkkar im Westen ist die Bankung oft undeutlich ausgebildet und kann nur aus der „Totalen“, beispielsweise vom gegenüberliegenden Bergkamm, gut nachvollzogen werden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Wettersteinkalke im Untersuchungsgebiet kann mit der Position im Südschenkel der genannten großen Birkkar-Antiklinale mit etwa 800–1.000 m angegeben werden.

#### **Wettersteinkalk, Lagunenfazies; Fassanium (Unteres Ladinium) bis Julium (Unteres Karnium)**

Beim Typgestein des Wettersteinkalks in lagunärer Fazies („Rückrifffazies“) handelt es sich um eine zyklische Abfolge von hellen, feinkörnigen bis dichten Mudstones mit kantigem bis muscheligen Bruch. Die Gesteinsfarbe im frischen Anschlag variiert von beige-grau bis hellcremebraun, teilweise treten aber auch hell- bis weißlichgraue, seltener rosa- und fleischfarbene Farbtypen auf. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten liegen zwischen 100 und 600 cm. Dünnbankigere Bereiche sind deutlich seltener. Folgende Lithotypen sind häufig und können an vielen Stellen im Untersuchungsgebiet beobachtet werden: a) weitgehend strukturlose lutitische (= „mikritische“) Kalke, b) helle, beinahe strahlend weiß anwitternde, feinst laminierte stromatolithische Bindstones, c) Brekzienlagen mit arenitischen bis ruditischen Resedimenten sowie zerfallenen Bioklasten (i.d.R. Kalkalgen, Algenkrusten und Stromatolithen), d) gelblichweiße bis hellgraue, oftmals schichtungslose Floatstones mit mm- bis dm-großen Intraklasten: diese sind aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (Tubiphytes, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten (Stromataktis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten. Fossilien sind in der Regel eher selten und machen kaum 10 % des Gesteinsvolumens aus – ab und zu sind zerfallene Muscheln, kleine Gastropoden sowie aufgearbeitete, z.T. abgerollte Kalkalgenreste zu erkennen. Ferner zu nennen wären noch e) Dolomikrite bis Dolosparite, die bankweise, aber auch mit irregulär geformten, sekundären Dolomitisationshöfen entlang von Drucklösungsbahnen (Stylolithen) auftreten können. Etwas seltener treten Karbonat führende, rauwackoide Wettersteinkalke sowie so genannte „Messerstichkalke“ (f)

auf, die ihren Namen von scharf geschnittenen, Messerstichen-ähnlichen Hohlformen bekommen haben. Ihre Entstehung wird ursprünglich authigen gewachsenen Gipskristallen zugeschrieben, die sekundär durch Sickerwasser bzw. infolge der Gesteinsdiagenese aufgelöst wurden. Als Besonderheit wären lagunäre Schuttkalke mit zahlreichen, oft nur mm-großen „black pebbles“ zu nennen, die am Gipfelgrat der Pleisenspitze erschlossen sind. Hierbei handelt es sich vermutlich um organogenreiche Krusten, die durch Sturmereignisse aufgearbeitet und resedimentiert wurden.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme der Bankmächtigkeit vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergeht. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wettersteinkalke zu erkennen und wird als deutliches Anzeichen eines langsam gegen die Beckenbereiche progradierenden Wetterstein-Riffes gewertet.

Typische Faziesmerkmale des Wettersteinkalkes sind zyklisch auftretende Loferite mit einem durch zyklische Meeresspiegelschwankungen bedingten Wechsel vom Subtidal bis in das Supratidal und zurück (sensu ENOS & SAMANKASSOU, 1998). Diese Zyklen sind beinahe überall nachzuvollziehen, wenngleich viele Einzelzyklen nicht vollständig ausgebildet sind. Typische Loferit-Mikrogefüge sind:

- 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
- relikthaft erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Die wichtigsten Kriterien im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten (Beschreibung siehe „Hauptdolomit“).

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalks zur Reifling-Formation ist im Kartiergebiet an keiner Stelle direkt erschlossen. GRUBER (2016) beschreibt aus dem westlich angrenzenden Rauhkarl unterhalb der Kaltwasserspitze (2.733 m) typisch dünnbankige Kalke der Reifling-Formation mit teilweise welligen, unregelmäßigen Schichtflächen. Auch die Hangendgrenze des Wettersteinkalks zu den überlagernden siliziklastischen Sequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der markanten Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit) nirgends zugänglich erschlossen.

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (Oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze La-

dinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das Untere Karnium hineinreicht und erst im Unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007).

### **Wettersteinkalk, Rückrifffazies; Fassanium (Unteres Ladinium) bis Julium (Unteres Karnium)**

Ausschließlich auf der zum Breitgrieskar ostexponierten Seite des Blassengrates (zwischen Hinterkar und Breitgrieskar) treten undeutlich dickbankige bis massige Partien von Wettersteinkalken auf. Möglicherweise handelt es sich um Patchreefs („Fleckenriffe“) in Riffhangfazies, die lateral mit der gebankten Lagunenfazies verzahnen. Möglicherweise wird diese massige Fazies auch nur durch Versinterung der gebankten Fazies vorgetäuscht.

Besagte Vorkommen werden ca. 30 bis maximal 50 m mächtig und erreichen eine laterale Ausdehnung von etwa 150 m. Aufgrund der Unzugänglichkeit dieser massigen Ausbildung des Wettersteinkalks direkt in lotrechten Wänden können keine weiteren Aussagen über die genaue Bio- und Lithofazies getroffen werden.

### **Nordalpine Raibler Schichten, Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomitkalke; Julium (Unteres Karnium)**

Stratigrafisch unmittelbar über den Wettersteinkalken anstehend und durch staffelartig angeordnete, dextrale Seitenverschiebungen ausschließlich im Westabschnitt des Kartiergebietes erschlossen, stehen die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Nordalpinen Raibler Schichten im Talbereich der Hinterautal-Synklinale an. Die vollständigsten Schichtenfolgen sind im Laimgraben unterhalb des Kienleitensattels aufgeschlossen, werden allerdings gegen Osten durch angesprochene dextrale Störungsstaffeln stetig süd- bzw. südostwärts versetzt und verschwinden östlich des Breitgrieskarbaches im Talgrund der Isar bzw. setzen sich südlich davon, in den Nordhängen der Gleirschkette, fort. Die besten Aufschlussbedingungen bestehen derzeit im Unterlauf des Hinterkarbaches – allerdings sind die vorwiegend tonigen Sequenzen hier nur erschwert zugänglich. Die Mächtigkeit der im Laimgraben anstehenden Schichtenfolgen ist aufgrund der unzusammenhängenden Aufschlussbedingungen nur schwer abzulesen, dürfte aber jenen knapp 300 m Mächtigkeit entsprechen, die KRAINER (1985) aus dem Bereich des Hallerangers angegeben hat. Im Laimgraben ist die Schichtfolge größtenteils mit dolomitischen und rauwackoiden Partien und zwischengeschalteten, mächtigeren kalkigen Partien überliefert – eine genaue Abfolge in vier bzw. fünf Tonmergel- und Kalkhorizonte wie unter KRAINER (1985) bzw. HORNUNG (2020) angegeben, lässt sich im vorderen Hinterautal nicht feststellen.

Die Nordalpinen Raibler Schichten liegen als eine Art „Leichentuch“ sowohl auf den topografisch erhöhten Karbonatplattformen (Wettersteinkalk), als auch in den tieferen Beckenarealen (Partnach-Formation). Letzteres ist nur weiter westlich im Wettersteingebirge verwirklicht; in der Hinterautal-Synklinale werden ausschließlich Riffhang- und Lagunensedimente überdeckt. Die sedimentäre Basis der



Nordalpinen Raibler Schichten direkt auf vererztem und teilweise mikroverkarstem Wettersteinkalk ist im Kartiergebiet nirgends direkt aufgeschlossen. Im Folgenden soll die heterogene Schichtenfolge der Nordalpinen Raibler Schichten der Hinterautal-Synklinale im Hinblick auf die vorhandenen unterschiedlichen Lithologien ungeachtet ihrer stratigrafischen Position innerhalb der Nordalpinen Raibler Schichtfolge detaillierter beschrieben werden:

**Raibler Schiefertone:** Über dem Top der Wettersteinkalke folgt eine etwa 20–30 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen, Hellglimmer führenden Schiefertonen mit zwischengeschalteten, teilweise Pyrit- und Pflanzenhäcksels führenden Fein- und Mittelsandsteinbänken. Die Sandsteinbänke sind nicht horizontbeständig und keilen lateral schnell aus. Im oberen, ca. 15 m mächtigen Drittel der ersten Schiefertone-Serie sind zwei mächtige Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemannii*“ ROTZPLETZ benannt) ein, die jedoch nirgends im Anstehenden, sondern lediglich als Lesefunde in den Karbächen des Laimgrabens und Hinterkarbaches gefunden wurden.

**Raibler Kalke:** Die Raibler Kalke sind auf den ersten Blick im Gelände nicht immer leicht von den stratigrafisch liegenden Wettersteinkalken zu unterscheiden. Sie verwittern ebenfalls hellgrau bis sattgrau, zeigen allerdings im Anschlag eine leicht bräunliche bis lokal kaffeebraune Gesteinsfärbung. Zudem ist ihre Reaktion mit verdünnter Salzsäure schwächer als beim Wettersteinkalk – ein Zeichen eines verringerten Karbonatgehaltes während der „Karnischen Krise“ (HORNUNG, 2007). Stellenweise können zum stratigrafisch Hangenden geringmächtige poröse, zellig-luckige Rauwacken und rauwackoide Kalke zwischengeschaltet sein. Die Raibler Kalke zeigen im Gegensatz zum wesentlich helleren Wettersteinkalk dunkelgraue bis dunkelbraungraue, lokal bankintern fein bis feinst laminierte Mikrite, die beim Anschlagen mehr oder weniger stark nach Bitumen riechen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen.

**Raibler Dolomite und Rauwacken:** Gegen das stratigrafisch Hangende bzw. zum überlagernden Hauptdolomit werden im untersuchten Bereich zwischen Laimgraben und Breitgrieskarbach die dolomitischen und rauwackoiden Partien generell mächtiger. Bei den Dolomit-Sequenzen handelt es sich um fein- bis feinstbankige, stellenweise laminierte, cremeockerfarbene, mürbe Gesteine, deren Bankungsflächen nicht gut trennen und die vom Gesteinshabitus sehr an die im Osten der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Opponitz-Formation erinnern. Der Kalkgehalt ist relativ gering. Die Rauwacken zeigen ein luckig-poröses Gefüge mit größeren Poren und ebenfalls einen geringen Kalkgehalt bzw. eine nur schwache Reaktion mit verdünnter Salzsäure.

Das beschriebene zyklische System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich im Nordschenkel der Hinterautal-Synklinale im Gegensatz zu deren Südschenkel (siehe HORNUNG, 2020) nicht beobachten. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1998) kamen die tonig-mergelig-sandigen Intervalle im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert (BRAND-

NER & POLESCHINSKI, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998). Der erste Schiefertone-Horizont über der Wettersteinkalk-Abfolge kann demnach als initiale, terrigene Schüttung direkt nach dem überregional bedeutsamen Riffsterben der „Reingrabener Wende“ interpretiert werden (SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974).

Das Alter der Nordalpinen Raibler Schichten kann aufgrund sehr seltener biostratigrafischer Marker innerhalb der bayerischen und tirolischen Decken nicht eindeutig angegeben werden. Entgegen früherer Annahmen, welche die „Raibler Schichten“ mit der Stufe „Karnium“ gleichsetzten, konnte HORNUNG (2007) für neritische tethyale Schichtfolgen in einem multistratigrafischen Ansatz und einem sequenzstratigrafischen Modell für diese Einheit den Zeitbereich vom Oberen Julium (Mittleres Karnium) bis knapp unter die Karnium/Norium-Grenze nachweisen.

### **Hauptdolomit; Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)**

Der Hauptdolomit ist die im Kartiergebiet jüngste triasische Schichtenfolge und kennzeichnet den tektonisch stark deformierten und verfalteten Kern der Hinterautal-Synklinale. Östlich des Hinterkarbaches liegen die Hauptdolomit-Vorkommen südlich der Isar, werden aber durch zahlreiche gestaffelte, SE–NW verlaufende dextrale Lateralverschiebungen westwärts schrittweise nach Norden verschoben. Zwischen Hinterkarbach und dem westlich liegenden Laimgraben wird der Hauptdolomit noch von spätwürmzeitlichen Eisrandsedimenten überlagert – erst westlich des Laimgrabens an der Südflanke des Kienleitenkopfes (1.605 m) sind steil nach Süden einfallende Hauptdolomit-Sequenzen oberflächlich aufgeschlossen.

Sowohl die Monotonie der Schichtenfolge, das Fehlen von charakteristischen Leitbänken, aber auch die innige duktile Verfaltung mit zahlreichen Sekundär- und Parasitärfaulen machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit des Hauptdolomits schwierig – innerhalb des Kerns der Karwendel-Synklinale dürften die größten Werte bei ca. 150–200 m liegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt in der Regel in gut gebankter Form mit ebenen Bankungsflächen auf, kann aber bereichsweise sehr stark und z.T. isoklinal bis parasitär verfault bzw. stark tektonisiert sein. Nur sehr lokal können undeutlich geschichtete bis massig und stark sandig anwitternde Partien auftreten, die allerdings eher stark tektonisiert denn primär so abgelagert wurden.

Die Schichtflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt dieses Gestein in typisch rhombisch-stängelige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und der starken Verfaltung lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum nicht weiter untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet nicht

gefunden. Typische Fazies- bzw. Loforit-Merkmale des Hauptdolomits, die im Hauptdolomit aufgrund der sekundären Dolomitisation oft nur in verwaschener Form auftreten, wurden bereits unter „Wettersteinkalk, Lagunenfazies“ aufgezählt.

Der Hauptdolomit kennzeichnet einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal, ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

## Quartär

### Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich (?spät)rißzeitliches Alter haben a) zwei Vorkommen einer zementierten Talusbrekzie im unteren Bereich des Birkkars bzw. im mittleren Abschnitt des Großen Ödkars. Die weitaus großflächigsten Vorkommen an quartären Lockersedimenten stellen hoch- bis spätwürmzeitliche Moränenablagerungen in Form von überstreuter blockiger Obermoräne, zerriebener Grundmoräne bzw. End- und Seitenmoränen diverser spätglazialer Gletscherhalte bzw. Gletschervorstöße.

### Eisrandsediment, ?rißzeitlich

Riß-(?Spät)Glazial

Im mittleren Abschnitt des Großen Ödkars noch vor der markanten Karschwelle liegt – geschützt im Lee eines von Süden ins Kar einmündenden Seiteneinschnitts auf ca. 1.700 m – ein isolierter Gehängebrekzien-Rest. Ein weiteres kleinräumiges Vorkommen besteht auf ca. 1.600 m im unteren Birkkar. Bei beiden Vorkommen handelt es sich um eine feine bis mittelgrobe, zumeist matrixgestützte Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten. Diese schwimmen in einer graugelben sandigen Matrix. Die nur metergroßen Aufschlüsse sind größtenteils von holozänen Schuttmassen bedeckt, so dass keine übergeordnete Sedimentstruktur wie z.B. eine undeutliche Schichtung zu erkennen ist.

Das genaue Alter kann ohne adäquate Datierungen nur vermutet werden: die Verfestigung kann durchaus warmzeitlich, etwa durch einsickerndes Niederschlagswasser oder perennierendes Bergwasser bedingt sein. Die Ablagerung als solche könnte jedoch auch kaltzeitlich erfolgt

sein. Ob dieses Gestein präwürmzeitlich gebildet wurde – z.B. im Spättriß abgelagert und im Eem zur Brekzie verfestigt wurde, bleibt spekulativ.

### Lokalmoräne; würmzeitlich; blockreiche Moränenablagerungen

(Hoch)Würm

Generelles zur glazialen Dynamik im Karwendel im Würm-Hochglazial („LGM“) und im Würm-Spätglazial: Die Bedingungen für die Ausbildung von Lokalgletschern – ausreichende Höhenlage über der würmzeitlichen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Karwendel und speziell im Untersuchungsraum vielfach gegeben. Die NNE–SSW verlaufenden, in das Hinterautal mündenden großen Hochkare – von Westen nach Osten sind dies Vorderkar, Mitterkar, Hinterkar, Breitgrieskar, Kleines und Großes Ödkar sowie Birkkar – trugen alle unterschiedlich große Lokalgletscher, die nach Süden bis Südwesten in das Hinterautal abfließen und sich dort mit dem nach Westen abfließenden Hinterautal-Gletscher vereinigten. Durch die Öffnung der Scharnitzer Karwendeltäler (Gleirsch-, Hinterau- und Karwendeltal) nach Westen konnte jedoch auch der mächtig und breit aus dem Oberinntal herandrängende und über das Seefelder Plateau in die Kalkalpen eindringende Inngletscher die Gletscher dieser Täler an ihren Talausgängen blockieren, zurück- oder seitlich abdrängen. Sichtbar ist dies in der Verbreitung kristalliner Erratika (MUTSCHLECHNER, 1948). Der Inngletscher stieß in der Folge über Scharnitz, weiter westlich auch über die Fernpass-Talung, als mächtiger Isar-Loisach-Gletscherlobus weit in das bayerische Alpenvorland vor. Über die breite Pforte des Lafatscher Joches (2.081 m) und über das Überschalljoch (1.912 m) gab es Eisverbindungen mit möglichen Eisüberritten und Eisabflüssen auch nach Süden und Osten zum Inntalgletscher, wodurch ein zusammenhängendes Eisstromnetz entstand. Am Lafatscher Joch ist hierbei eine breite glaziale Überformung anzunehmen, möglicherweise bis etwa 150 m über dem Joch. Über die Richtung der Transfluenz herrscht nach wie vor Unklarheit: Weitere Details hierzu sind in HORNUNG (2020) beschrieben.

Bei allen kartierten glazigenen, würmzeitlichen Moränensedimenten des Hinterautales und seiner nord- und südseitigen Kare handelt es sich um Ablagerungen der Würm-hochglazialen und Würm-spätglazialen Lokalgletscher. Lokalmoränenmaterial lässt sich in Relation zu ferntransportiertem Moränenmaterial bei gleichartiger Textur und ähnlichem Gefüge im vorliegenden glazialen Kontext durch das Fehlen von für den Inntalgletscher typischen Kristallin-Geschieben und das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Kartiergebiet dominiert daher in den Moränen Material aus Wettersteinkalk, seltener aus Kalksteinen der Raibler Schichten und aus Hauptdolomit. In den Karen an der Nordseite des Hinterautals (Vorder-, Mitter-, Hinter-, Breitgries-, Öd- und Birkkar) finden sich ausschließlich monomikte Moränenablagerungen aus Wettersteinkalk. Diese Materialzusammensetzung gilt natürlich umso mehr für die Moränenablagerungen, welche die Lokalgletscher im Würm-Spätglazial hinterließen. Da die durch mehrphasige Gletschervorstöße gekennzeichnete Würm-spätglaziale Vergletscherung (Gschnitz- und Egesen-Stadium)

nur mehr aus lokalen Kar- und Talgletschern bestand, die in den Tälern stecken blieben, sind deren Moränenablagerungen im Gegensatz zu denen des Würm-Hochglazials vor allem morphologisch durch die, insbesondere in den Hochkaren weit verbreiteten Seiten- und Endmoränenwälle bezeugt, die längere Gletscherhalte dokumentieren. Das Lockermaterial, aus dem diese Wallformen aufgebaut sind, unterscheidet sich von den Würm-hochglazialen Moränen durch das lockerere Gefüge, schwächere bis fehlende Kompaktion, geringere Bearbeitung (Rundung, Kritzung) der Komponenten, geringeren Feinkornanteil und lokale Schichtung. Allerdings sind Würm-hochglaziale und Würm-spätglaziale Grundmoränen bei gleicher Materialzusammensetzung in isolierten Aufschlüssen kaum unterscheidbar. Weiters ist die Erosion und Umlagerung von Lokalmoränenmaterial an vielen Stellen weit fortgeschritten. Bei fehlenden morphologischen Formen oder isolierten Aufschlüssen, z.T. mit komplexen Abfolgen, ist deshalb eine Unterscheidung der glazialen von lithologisch ähnlich aufgebauten holozänen Lockersedimenten wie fluvialen und gravitativen Ablagerungen, z.B. von Murströmen, schwer durchführbar.

#### **A) Hinterautal**

Reste des großen hochwürmzeitlichen Hinterautal-Gletschers haben sich vor allem im westlichen Abschnitt des Kartiergebietes unter einer spätglazialen Eisrandterrasse erhalten. Die Moränenablagerungen ziehen sich hier den Laimgraben bergauf bis zum Kienleitensattel auf ca. 1.500 m und dokumentieren vermutlich einen hochglazialen Gletscherstand. Gegen Osten werden die Vorkommen hochwürmzeitlicher Moränenablagerungen (hauptsächlich Grundmoränenablagerungen) deutlich weniger, letzte Reste kommen am Ausgang des Öd- und Birkkars vor. Die Ausdünnung hängt mit der verstärkten Erosionskraft bzw. Talmorphologie und mächtigerer Auflage durch holozäne Hangablagerungen zusammen.

Den meisten Karen ist der Umstand gemein, dass die Lokalgletscher generell auf der Westseite liegen und die ostseitigen Seitenmoränen wesentlich deutlicher ausgebildet und länger sind als westlicher gelegene Wallstrukturen. Diese Beobachtung geht auf die Sonnen-Exposition der N-S angelegten Hochkare zurück und den Umstand, dass der Schnee eher in den sonnenabgewandten, beschatteten Westseiten halten konnte denn auf den östlichen Karseiten, die länger der Sonne ausgesetzt waren. Zudem wurde im Falle eines Nordwest-Zustromes der niederschlagsreichen Tiefdruckgebiete im Luv der Seitenkämme gegen Südosten mehr Triebsschnee abgelagert als auf der östlichen bzw. südöstlichen Karseite. In weiterer Folge soll in knapper Form auf den glazialen Formenschatz der jeweiligen Hochtäler bzw. Kare eingegangen werden.

#### **B) Vorderkar**

Das Vorderkar unter der Pleisenspitze (2.569 m) trug einen verhältnismäßig kleinen Lokalgletscher, dessen Moränenablagerungen heute mit zwei ausgeprägten Endmoränen-Ständen zu sehen sind. Der untere Gletscherhalt bzw. Vorschub liegt auf ca. 1.950 m, der obere Endmoränenbogen auf ca. 2.060 m. Wie oben beschrieben, ist die westliche Seitenmoräne des oberen Gletscherhaltes verkümmert bzw. im Fall des unteren Gletscherhaltes gar nicht

ausgebildet. Auf der Ostseite unter dem Hinteren Pleisengrat befand sich in diesem spätglazialen Stadium keine Gletscherbedeckung mehr.

#### **C) Mitterkar**

Das deutlich größere Mitterkar zwischen Pleisenspitze auf der Westseite und Larchetkarspitze auf der Ostseite trug während des Würm-Spätglazials einen deutlich größeren Lokalgletscher – verglichen mit dem westlich benachbarten Vorderkar. Die tiefsten Endmoränen-Loben reichen bis ca. 1.680 m hinab und erreichen die gegen Süden zum Breitgrieskar abbrechende Karschwelle. Der obere Gletscherhalt liegt bei ca. 2.120 m, zeigt jedoch keine wie im Vorderkar beschriebene Asymmetrie der Wallstrukturen. Auch der tiefer gelegene Endmoränenwall lässt auf keine verstärkte Eis-Akkumulation im Osten des Kares schließen. Dies mag dem Umstand geschuldet sein, dass das Hinterkar vor allem in seinem unteren, gegen das Breitgrieskar gerichteten Abschnitt deutlich offener ist und die Sonnenexposition nicht den Stellenwert gehabt haben mag wie im Vorderkar.

#### **D) Hinterkar**

Das in seinem oberen Bereich durch einen von der Großen Riedlkarspitze weit nach Süden vorspringenden Bergkamm zweigeteilte Hinterkar zeigt nur in der westlichen Hälfte nennenswerte Moränenablagerungen, wenngleich auch der östliche Abschnitt zwischen Riedlkarspitze und der namensgebenden Breitgrieskarspitze vergletschert gewesen sein dürfte. Während hier nur entsprechende Gletscherschliffe bzw. kleine Rundhöcker bzw. nicht weiter auskartierbare, blockige Obermoränen-Streu Anzeichen einer glazialen Überprägung sind, zeigt der Bereich unter dem westlichen Kar-Abschnitt eine unspezifische, vermutlich relativ geringmächtige, meistens kiesig-steinige Moränen-Überdeckung ohne ausgeprägte Wallstrukturen. Ein Grund für die ungleiche Verteilung von Moränenablagerungen dürfte wieder die Exposition gespielt haben, die vor allem im östlichen Hinterkar die Eismächtigkeit relativ geringgehalten haben mag, so dass sich hier kaum Grundmoränen-Ablagerungen akkumulieren konnten. Etwaig vorhandene, vermutlich primär nur schwach ausgebildete Wallstrukturen im westlichen Hinterkar wurden erosiv überprägt und entsprechend verwaschen.

#### **E) Breitgrieskar**

Vermutlich aufgrund seiner Steilheit im unteren Bereich sind im Breitgrieskar erst ab 2.100 m Seehöhe Moränenablagerungen erhalten geblieben. Diese zeigen jedoch die am besten erhaltenen Wallstrukturen des gesamten Kartiergebietes, wobei zwei deutliche Gletscherhalte voneinander zu unterscheiden sind. Vom unteren Endmoränen-Lobus auf ca. 2.100 m mit girlandenförmig angeordneten Wallstrukturen zieht ein langgestreckter Seitenmoränenwall auf der westlichen Talseite empor zum oberen Endmoränenwall auf ca. 2.280 m.

#### **F) Kleines und Großes Ödkar**

Das nur sehr schwer zugängliche Kleine Ödkar zwischen Großer Seekarspitze (2.677 m) im Westen und dem P. 2.612 m im Osten trug während des würmzeitlichen (Spät-)Glazials mit Sicherheit einen kleinen Lokalgletscher, der sich über einer ausgeprägten Karschwelle zwischen

ca. 1.900 bis 1.700 m mit dem aus dem Großen Ödkar kommenden Lokalgletscher vereinigte. Die entsprechenden Ablagerungen sind jedoch von holozänem Schutt zur Gänze verdeckt.

Das Große Ödkar als eines der größten Karwendelkarre überhaupt ist durch einen nach Süden vorgreifenden Kamm der Marxenkarspitze in einen kleineren westlichen Abschnitt und einen deutlich größeren östlichen Abschnitt untergliedert. Den Moränenablagerungen des westlichen Abschnittes überdecken zum größten Teil holozäne Schuttfelder – nur ein kleiner Teil im zentralen Bereich liegt offen. Vom Südgrat der Marxenkarspitze zum Südgrat der Großen Seekar Spitze (P. 2.446 m) ziehen zwei undeutliche Wallstrukturen, die einen spätglazialen Gletscherhalt eines kleineren Kargletschers dokumentieren.

Obgleich der östliche Teilabschnitt des Großen Ödkars im Würm-Spätglazial mit Sicherheit einen großen Gletscher trug, der vom Kamm der Ödkarspitzen bis in das Hinterautal reichte, sind nur vergleichsweise geringe Flächen von entsprechendem Moränenablagerungen überdeckt. Seitenmoränen- bzw. rudimentäre Endmoränenkämme finden sich vor allem unmittelbar östlich und unterhalb des Marxenkar-Südkammes. Aktuelle Erosionsansätze durch Muren zeigen dort ein regelloses Interngefüge schlecht sortierter Komponenten in einem größtenteils komponentengestützten Gefüge. Im zentralen Kar haben sich Moränenablagerungen nur in einer ausgeprägten Schuttrinne erhalten können, davon auf ca. 2.270 m ein undeutlicher kleiner Endmoränenwall. Weitere Moränen finden sich am Ostrand des Großen Ödkars unter dem Birkkamm in Form geringmächtiger Überstreuungen der verkarsteten Wettersteinkalke durch sandige, stein- sowie seltener blockführende Kiese. Undeutliche Wallformen liegen nahe der vom Birkkopf-Grat gegen Westen exponierten Kare. Dort liegt auch einer der wenigen erratischen Blöcke des Kartiergebietes.

Die Überreste der Moränenbedeckung reichen bis knapp unter den Kammverlauf der Ödkarspitzen auf etwa 2.450 m Meereshöhe, bevorzugt in größeren Verbruchsdohlen bzw. noch größeren, oft durch Störungen begrenzten Karstälchen (?Uvalas).

Bemerkenswert sind mehrere kleine trichterähnliche Vertiefungen in Bereichen mächtiger Moränensedimente. Deren Abmessungen reichen von weniger als einem Meter bis knapp 10 m im Durchmesser. Die Tiefe solcher „Trichter“ beträgt entsprechend zwischen wenigen Dezimetern bis ca. zwei Meter. Die Frage nach der Entstehung steht zur Diskussion: Eine plausible Möglichkeit ist die Verkarstung des Untergrundes (Wettersteinkalk), das Herausbilden einer klassischen Karstdoline bzw. eines Versturzloches und ein entsprechendes Nachsacken der geringmächtigen Moränenablagerungen. Aber auch Lösungsprozesse innerhalb der Moränenablagerung können nicht zur Gänze ausgeschlossen werden, beispielsweise das selektive Ausschwemmen von Feinmaterial (Suffosion) und entsprechende sekundäre Sackungsstrukturen. Unwahrscheinlich hingegen ist eine Genese als Toteisloch: die gefundenen Strukturen sind zu klein und liegen teilweise auch zu dicht gedrängt.

Auch über das Alter der Moränenwallstrukturen lässt sich nur mutmaßen: Aufgrund der nach Westen gebogenen Wallstrukturen am Westrand des Großen Ödkars erscheint

die Anlage als relativ kleiner Gletscher entlang des Marxenkarspitz-Südkammes als wahrscheinlich. Zusammen mit den kartierten Wallstrukturen im zentralen und westlichen Teil des Großen Ödkares lässt sich ein Gletscherstand im fortgeschrittenen Würm-Spätglazial rekonstruieren, nachdem der obere, teilweise schüsselförmig abgesunkene und deswegen geschützt liegende Bereich eisefüllt war. Drei kleinere Gletscherströme lagen am Westrand des Ödkars geschützt unter dem Marxenkarspitz-Südkamm, im zentralen Bereich in einer störungsinduzierten größeren Rinne sowie weiter östlich in einem Tälchen unterhalb des Birkkopf-Grates. Die Endzungen dieser Gletscher reichten bis auf knapp 2.100 m hinab – die weiten Karbereiche dazwischen waren in diesem Stadium ziemlich sicher bereits eisfrei – vermutlich aufgrund der Sonnenexposition und weiträumig leicht konvexen Morphologie der Karmitte. Die Frage, warum sich keine zusammenhängenden Moränenablagerungen im gesamten Ödkar auch in den zentralen Bereichen erhalten konnten, lässt sich dahingehend beantworten, dass an mehreren Stellen Gletscherschiffe gefunden wurden, die eine Abrasion des Eises unmittelbar auf der Kalkoberfläche nahelegen. Damit verbunden war eine intensiviertere Flächenerosion und Akkumulation von Moränenmaterial nur in geschützten Rinnen und Mulden.

### **G) Westliches Birkkar**

Auch das westliche Birkkar trug während des Würm-Spätglazials einen Gletscher, der in mehreren Gletscherhalt- bzw. Vorstoßstadien dokumentiert ist. Im westlichen Birkkar liegen entsprechend spätglaziale Moränenstrukturen in Höhenbereichen um 2.200 m und ziehen unterhalb der stark verkarsteten Kalkplatte des Karbodens gegen den westseitig gelegenen Grat der Birkköpfe. Auch hier war der Gletscher westwärts aufgrund der mangelnden Sonnenexposition raumgreifender als im Ostabschnitt des Kares. Ein etwas tiefergelegener Seitenmoränenwall liegt unweit des Zusammenschlusses des Westlichen und des Östlichen Birkkares („Die Ständ“) auf ca. 1.800 m. Noch tiefergelegene Moränenreste ziehen sich hinab bis in das Hinterautal.

### **Blockgletscherablagerungen**

Spätglazial bis Holozän

Ablagerungen von Blockgletschern finden sich im Untersuchungsraum im östlichen Mitterkar unterhalb der Larchetkar Spitze. Typisch sind neben den steilen Böschungen an drei Seiten vor allem die Bewegungswülste an der Oberfläche. Das Material für die Bildung des fossilen Blockgletschers wurde aus Moränenablagerungen sowie dem rückseitig vom Südgrat der Larchetkar Spitze anfallenden Schutt generiert. Der große aktive Blockgletscher im nördlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Marxenkar, westlich unterhalb der Marxenkar Spitze gelegen, hat in jüngster Zeit durch PERNREITER (2017) eine ausführliche Bearbeitung erfahren. Die Ergebnisse hierzu und auch zu damit verbundenen hydrogeologischen Untersuchungen sind kürzlich in KRÄINER et al. (2021) publiziert worden.

### **Eisrandterrassen**

Spätglazial bis Holozän

Im Bereich zwischen Laimgraben und dem Ausgang des Breitgrieskares liegen am orografisch rechten Hang des

Hinterautales in Höhenbereichen zwischen 1.050 und 1.200 m terrassenartige Verebnungen, die mit scharfer Erosionskante zu den unterlagernden würmzeitlichen Moränensedimenten abbrechen und hangseitig flach mit 10–15° Gefälle ansteigen. Diese talseitig leicht konglomerierten bzw. verfestigten Schuttmassen werden als spätwürmzeitliche Eisrandterrassen interpretiert, die am Rand des abschmelzenden Hinterautal-Gletschers entstanden sind. Vermutlich reichen sie gegen Osten weiter in das Hinterautal hinein, werden dort aber wie entsprechend unterlagernde Moränensedimente von holozänen Schuttmassen überdeckt. Das Gefüge der Eisrandterrassen ist komponentengestützt, der Modalbestand ausschließlich kalkalpin – es wurden keine Anzeichen von Kristallinkomponenten gefunden. Die bis zu 30 cm großen Komponenten sind meist angular bis schlecht kantengerundet und zeigen aus diesem Grund einen nur sehr kurzen fluviatilen Transportweg. Meistens handelt es sich somit um Bach-, Mur- und Hangschuttsedimente, aber auch um glaziolakustrine Sedimente, die durch Umlagerung von glazialen und Hangablagerungen an gletscherfrei gewordenen Arealen entstanden sind.

## Holozän

### Felssturzablagerungen, gravitative Massenbewegungen

#### Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere gravitative Massenbewegungen, vor allem Felsstürze der Prozessgruppe Fallen/Stürzen. Die Definition der beiden Begriffe bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse mit einem deutlich größeren Ausbruchs-/Ablagerungsvolumen von mehreren tausend Kubikmetern. Dabei war der Auslöser nicht unbedingt der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern mit Beginn des Postglazials (= Altholozän), sondern auch das Ausschmelzen des Permafrostes in klimatisch warmen Phasen des Holozäns – etwa während des „Holozänen Klima-Optimums“ vor etwa 4.000 Jahren (Mittelholozän). Ein weiterer Grund ist das Zusammenspiel von eventuell hangparallel geneigten Schichtflächen und orthogonal dazu stehender dominierender Kluftrichtung. Verbunden mit fortwährender Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln konnten sich Felsstürze das gesamte Holozän hindurch bis heute ereignen.

Die Lage des Kartiergebietes im Bereich des Nordschenkels der Hinterautal-Synklinale und die Tatsache, dass dort ein generelles Süd- bis Südwestfallen der Wettersteinkalk-Sequenzen vorliegt, kennzeichnen alle Felssturzereignisse als Versagensbrüche des Trennflächengefüges. Beispiele finden sich im Vorderkar südwestlich der Pleisenspitze, im Mitterkar sowohl südöstlich der Pleisenspitze als auch südwestlich der Larchetkarspitze. Ein ebenfalls aufgrund Reibungsversagen ausgelöster lokaler Felssturz liegt mit seinen Sturzmassen im westlichen Abschnitt des Hinterkares westlich unterhalb der Riedlkarspitze. Hier liegen Sturzblöcke mit einer Kantenlänge von bis 15 m. Im Breitgrieskar und im westlichen Birkkar hat es in jüngerer Vergangenheit keine Felssturzereignisse gegeben und auch im Großen Ödkar findet sich nur eine relativ kleine Felssturzmasse im westlichen Bereich unter der Marxen-

karspitze. Da diese zum größten Teil bereits von Schutt überdeckt ist, dürfte es sich um ein etwas älteres Ereignis des Holozäns handeln. Unmittelbare Auslöser der Sturzereignisse waren vermutlich Starkniederschläge im Zusammenspiel mit dem senkrecht bis überkippt stehenden Trennflächengefüge. Dadurch kam es zu Reibungsversagen entlang der dünnen Bankfugen, welche die loferitischen lagunären Wettersteinkalk-Bänke voneinander trennen. Zusätzlich verstärkt wird das Gebirgsversagen durch ein oft orthogonal auf der Schichtung stehendes Hauptklufnetz sowie Störungsflächen und deren begleitende tektonisch brekziierte Zonen. Eine signifikante Häufung von Felssturz-Ereignissen ist im Kartiergebiet nicht dokumentiert – in Bezug zur hochalpinen Lage des Gebietes gab es in jüngerer Vergangenheit eher selten derartige Ereignisse.

### Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

#### Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist im Kartiergebiet schwerpunktmäßig in den Hochgebieten der jeweiligen Kare zu sehen. Eher weniger ist im Bereich der steilen, felsigen Karschwellen zum Hinterautal akkumuliert worden. Die Wandbasis der zum Hinterautal südexponierten Bergflanken zeigen wiederum durchgängige Schuttbedeckung, die teilweise auf würmzeitliche Moränen- und Eisrandterrassen-Sedimente übergreift. Die Lithologie der maximal geschätzt bis 50 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schutt Komponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk und die Kalksequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten zur Ausbildung von tafeligem bis grobblockigem Schutt. Der ganz im Westen des Kartiergebietes anstehende, teilweise dünnbankig ausgebildete, verfaltete und tektonisierte Hauptdolomit bildet wie die dolomitische Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten eher kleinstückigen bis sandigen Detritus. Die tonreichen Sequenzen hingegen zerfallen in feinkörnigen Schutt, der bei genügender Durchfeuchtung zur Entstehung von Fließmassen, Murkörpern und sonstigen feinkörnigen Abschwemm-Massen führt, wobei diese oft schwer gegeneinander abgrenzbar sind, zumal sie fließend ineinander übergehen können.

### Junge Muren- und Schuttstromablagerungen

#### Holozän

Vor allem die mechanisch inkompetenten und daher erosiv anfälligen Lithologien wie die mergelreichen Partien der Nordalpinen Raibler Schichten, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit westlich des Laimgrabens sowie tektonisierte Wettersteinkalke neigen zur Ausbildung kleiner Muren- und/oder Schuttstromzungen und -loben jüngerer Alters, die sich teilweise mehrere hundert Meter weit talwärts erstrecken. Vor allem die Feinfraktion bildet in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Fließmedium, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorwandern lässt. In talnahen Bereichen können aktuelle Murkörper durch fluvialen Transport partiell überprägt und umgelagert werden. Dadurch findet eine zusätzliche Rundung der Klasten und eine Erhöhung des Feinkornanteiles statt. Der Übergang zwischen diesem Mursediment-Typ

und dem reinen fluviatilen Lockergestein ist fließend und gerade in Hochgebirgsregionen schwer zu trennen. Die Mächtigkeit der Schuttstrom- und Mursedimente liegt im Bereich von ca. 10 m. Sie bestehen, entsprechend ihres Liefergebietes, aus angularen bis z.T. kantengerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steine-, seltener Block-Fraktion).

### Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit sowie im dolomitischen Anteil der Nordalpinen Raibler Schichten. Beispiele für deutliche Erosionskanten sind die Terrassen-Abbrüche der Eisrandsedimente im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

### Karstformen

?Präquartär i. Allg. bis Holozän

Der Wettersteinkalk ist in den untersuchten Karen über weite Strecken tiefgründig verkarstet. Dies äußert sich neben den Karren- und Dolinenformen unterschiedlicher Größenordnung vor allem in der Ausbildung zahlreicher Höhlen, von denen die Vorder- und Mitterkarhöhle seit längerem bekannt sind und zuletzt von PIETERSTEINER (2012) und SPÖTL & PIETERSTEINER (2016) eingehend untersucht wurden. Auch die zahlreichen, tektonisch vorgezeichneten und bis über 50 m tiefen Schachthöhlen im höheren Teil des Großen Ödkars sind jüngst von der Quartär-Forschungsgruppe der Universität Innsbruck unter Leitung von Christoph Spötl genau dokumentiert worden (SPÖTL et al., 2018).

## Tektonischer Bau

Der Bereich des Hinterautales ist strukturgeologisch als großräumiger, nordvergenter Faltenbau („Hinterautal-Synklinale“ bzw. „Überschall-Synklinale“ in HORNUNG, 2020) angelegt, wobei das Untersuchungsgebiet Teil des flach bis mäßig steil südfallenden Nordschenkels dieser strukturgeologischen Großstruktur ist. Die Hinterautal-Synklinale zieht aus dem Bereich nördlich Seefeld bzw. südlich Scharnitz von Westen in das Karwendel, wobei der Synklinalkern östlich von Scharnitz mit dem Verlauf des unteren Hinterautals koinzidiert. Östlich des Laimgrabens bzw. im Westen des Kartiergebietes wird der Synklinalkern durch staffelartig angeordnete, NNW–SSE verlaufende, dextrale Lateralverschiebungen sukzessive vom orografisch rechten auf den linken Hang des Hinterautales, d.h. nach SE verschoben. Gleichzeitig wird der Ausbiss der Schichten im Synklinalkern durch eine vermutlich flexurelle Hebung der Synklinalachse in östliche Richtung schmaler. Verfolgen lässt sich die Hinterautal-Synklinale bis in den Bereich des Hallerangers und weiter bis über das Überschalljoch hinaus. Im Vomper Loch geht die Synklinalachse in eine W–E verlaufende Störungszone über und wird dort von der WSW–ENE verlaufenden Inntal-Störung abgeschnitten.

Die staffelartig angeordneten dextralen Lateralverschiebungen lassen sich vom Laimgraben bis knapp östlich der Mündung des Breitgrieskarbaches gut mit dem scharfen lithologischen Übergang des Wettersteinkalks zu den Nordalpinen Raibler Schichten verfolgen. Dabei werden die Vorkommen der Raibler Schichten vom Kienleitensattel unterhalb der Pleisenhütte zunächst zwischen Laimgraben und Kohlergraben (Mündung des Hinterkarbaches in das Hinterautal) sehr markant nach Süden verschoben. Östlich des Kohlergrabens im Kotwald und am Reichengraben kommt zur dextralen Verschiebung südwärts noch eine Rotations-Komponente hinzu, die aus dem annähernden W–E-Streichen am Laimgraben ein SW–NE gerichtetes Streichen produziert. Östlich der Mündung des Breitgrieskarbaches in den Hinteraubach verschiebt eine dextrale Lateralstörung das Vorkommen der Raibler Schichten vermutlich in den Bereich der Talachse der Isar, wo sie von holozänen fluviatilen Sedimenten überdeckt werden. Das erklärt auch das fehlende oberflächliche Vorkommen von Raibler Schichten ostwärts über die Kastental hinaus.

Das Einfallen der Schichten im Nordschenkel der Hinterautal-Synklinale ist einheitlich nach S bzw. SSW oder lokal auch SW gerichtet, wobei die vorwiegend erschlossenen Wettersteinkalk-Sequenzen im unteren Bereich gegen den Synklinalkern mäßig steil mit bis zu 45° einfallen, gegen die Kambereiche zwischen Pleisen- und Birkkarspitze allerdings flacher bis subhorizontal lagern, demnach flexurell gebogen sind. Der Grund liegt in der Anlage der Birkkar-Antiklinale, deren Faltenachse knapp nördlich der Kammlinie der Vomper Kette liegt. Diese große tektonische Faltenstruktur bildet den Hangendblock der großen Karwendel-Überschiebung (= Deckengrenze), die im Norden vom Karwendeltal am Fuß der gewaltigen Nordwände der Vomperkette nach Osten in das Engtal (Rißtal) durchstreicht (näheres hierzu in KILIAN & ORTNER, 2019 sowie in KILIAN et al., 2021).

## Literatur

- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte des Oberrheinischen Geologischen Vereins, **68**, 67–92, Stuttgart.
- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – Facies, **38**, 207–228, Erlangen.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).
- GRUBER, J. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandtal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 304–309, Wien.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.

- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 483–494, Wien.
- KILIAN, S. & ORTNER, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel Mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **112/1**, 62–83, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>
- KILIAN, S., ORTNER, H. & SCHNEIDER-MUNTAU, B. (2021): Buckle folding in the Northern Calcareous Alps – field observations and numeric experiments. – *Journal of Structural Geology*, **150**, 104416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104416>
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendels (Raum Lafatsch/Tirol). – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 129–142, Wien.
- KRAINER, K., WINKLER, G., PERNREITER, S. & WAGNER, T. (2021): Unusual catchment runoff in a high alpine karst environment influenced by a complex geological setting (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Hydrogeology Journal*, **29/8**, 2837–2852. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02405-0>
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Decken-systeme (Ostalpen, Österreich – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Hrsg.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255, Wien. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24183.32166>
- PAVLIK, W. (2008): Geologische Karte von Österreich 1:50.000, GEOFAST-Blatt 118 Innsbruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PERNREITER, S. (2017): Quartärgeologie und Permafrost (Blockgletscher) im Karwendelgebirge SW des Karwendelhauses (Tirol, Österreich). – Unveröffentlichte Masterarbeit Universität Innsbruck, Innsbruck.
- PIETERSTEINER, K. (2012): Hochalpiner Karst im westlichen Karwendel. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, 142 S., Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **93**, 155–206, Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOLD, J., JAQUIN, T. & VAIL, P.R. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. – *SEPM Special Publication*, **60**, 751–761, Tulsa.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SPÖTL, C. & PIETERSTEINER, K. (2016): Erste Datierungen an Höhlensinter im Pleisen-Gebiet (Karwendel). – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **55**, 4–7, Wörgl.
- SPÖTL, C., RACINE, T., KOLTAI, G., TRYER, A. & HONIAT, C. (2018): Höhlenforschung am westlichen Karwendel-Hauptkamm 2018. – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **57**, 4–28, Wörgl.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: der Westabschnitt. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **62** (1969), 78–170, Wien.

## Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

### Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Die geologischen Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der südlichen Flanke des hinteren Stubaitals, am Übergang zwischen Langental und Unterbergental. Es erstreckt sich vom Glücksgrat im Nordosten bis zur südlichen Blattgrenze im Bereich der Hohen Grube. Der Kamm von Ochsenkogel (3.029 m; alle Höhenangaben in Meter über Adria) über die beiden Rötenspitzen (2.924 und 2.981 m), Äußere Wetterspitze (3.070 m) zur Inneren Wetterspitze (3.053 m) stellt die östliche Begrenzung dar. Darüber hinaus wurden

Übersichtsbegehungen im hinteren Mutterbergental, im Falbesontal, im Habichtmassiv und, gemeinsam mit Jürgen Reitner, im Senderstal durchgeführt.

### Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis (z.B. am Rotspitzl, 2.379 m).

### Metasedimente

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Die Hauptparagenese besteht aus Qz-Plag-Bt-Ms-Ser-Chl-Grt-St-Sil. Akzessorisch treten Apatit (teilweise als fast millimetergroße Leisten), Turmalin, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf.

Charakteristisch sind hellgraue Serizit-Pseudomorphosen nach Staurolith, die in manchen Lagen gehäuft auftreten.

In einigen Dünnschliffen ist im Kern der Pseudomorphosen noch reliktscher Staurolith und Granat erhalten, ersterer wird oft von Chloritoid überwachsen. Granat kommt einerseits in Form einzelner großer, hypidiomorpher Blasten, andererseits als kleine, Aggregate bildende, idiomorphe Blasten vor. Letztere werden zusammen mit dem Auftreten von Chloritoid einem zweiten, vermutlich eoalpidischen Metamorphose-Ereignis zugerechnet.

Der Mineralbestand der Metasedimente ist weitestgehend gleich, durch den höheren Feldspatanteil ist der **Paragneis** kompetenter und zeigt eine monotonere Zusammensetzung mit weniger Granatblasten und Staurolith-Pseudomorphosen. Da die Glimmer im Paragneis von Biotit dominiert werden, wird dieser in der Literatur auch als Biotitplagioklasgneis bezeichnet (z.B. HAMMER, 1929).

Übergänge von Glimmerschiefer zu Paragneis zeigen sich auch in der Morphologie des Gebietes. So überragt der aus intensiv verfaltetem Paragneis bzw. Hornblendegneis bestehende Glücksgrat (2.582 m bis 2.952 m) die in der Bergesgrube anstehenden Glimmerschiefer. Lokal treten **Hornblendeschiefer und Kalksilikatgesteine** auf, die z.B. das Nebengestein des Kupferkies-Bornit-Zinkblende-Vorkommens am Glücksgrat bilden. Dieses quantitativ unbedeutende, auf 2.450 m Höhe gelegene Erzvorkommen am Glücksgrat wurde vermutlich im 17. und 18. Jahrhundert in der Inneren Mischbachgrube abgebaut. Die Erzführung ist an den Auflockerungsbereich zwischen zwei ca. SE–NW streichenden Störungen gebunden. Diese ziehen über den Grat nach Westen in die Bergesgrube, werden dort aber von Hangschutt verdeckt. Entlang der Störungen treten einzelne, ankeritische Metakarbonatlinen auf, die auch als hellweiße Blöcke aus den rötlichbraunen Blockhalden hervorstechen. Die Metakarbonate belegen eine hydrothermale Aktivität entlang der Störungen. Die Genese der Lagerstätte steht vermutlich in Zusammenhang mit den in der Nähe auftretenden Orthogesteinen (z.B. am Rotspitzl und südlich davon). Im Zuge der variszischen und alpidischen Überprägungen wurden die Erze mobilisiert und metamorph überprägt (VAVTAR, 1986).

Lokal (z.B. auf 1.580 m am Weg zur Bacherwandalm) zeigen die Paragneise und Glimmerschiefer Übergänge zu feinkörnigem **Biotitschiefer**, der meist nur in dünnen Lagen auftritt. Mineralogisch besteht dieser Überwiegend aus Biotit, Amphibolit, Quarz und serizitisiertem Feldspat. Granat tritt in Form von kleinen, idiomorphen Blasten auf. Akzessorisch ist Turmalin, Apatit, Zirkon und Titanit vorhanden. Letzterer ersetzt Ilmenit. Im Dünnschliff der Probe von der Bacherwandalm lassen sich zwei Paragenesen erkennen: einzelne, große Amphibole (Amp I), Plagioklas, Biotit (Bt I) und Ilmenit bilden eine erste Paragenese, die, vermutlich im Zuge der eoalpidischen Überprägung, von einer zweiten Paragenese aus kleinen, grünen Amphibolen (Amp II), Granat, Biotit (Bt II), Epidot und Titanit ersetzt wird.

### **Biotit-Granitgneis**

Am Rotspitzl (2.379 m) steht ein grünlich-grau verwitternder Biotit-Granitgneis an, der auch in Form einer Blockhalde den Sattel zwischen Bergesgrube und Mischbachgrube bedeckt. Das Gestein ist feinkörnig mit rosa Kalifeldspatblasten, randliche Bereiche am Kontakt zum Nebengestein sind hellglimmerführend, hauptsächlich ist das Gestein

aber von Biotit dominiert. Plagioklas ist stark serizitisiert und vereinzelt auftretende kleine, idiomorphe Granatblasten weisen auf eine (eoalpidische?) Überprägung des Gesteins hin. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, metamikter Allanit und Epidot auf. Die Glimmer sind eingeregelt und bilden eine Schieferung aus. Anhand makroskopischer und mikroskopischer Merkmale wird dieses Biotit-Granitgneis-Vorkommen dem Habicht Granitgneis (vgl. REISER, 2021a) zugeordnet. Direkt unterhalb des Rotspitzls setzt eine Erosionsrinne (Lokalname „Rotgisse“) an. Die namensgebende Rotfärbung des Gesteins ist auf die im Liegenden des Granitgneises anstehenden Metasedimente zurückzuführen.

### **Struktureller Aufbau**

Das kartierte Gebiet befindet sich im Hangenden einer großen Antiform, deren Faltenachse bei Ranalt mittelsteil nach Osten abtaucht. Im Scheitelbereich sind die kompetenten Gesteine (Amphibolit, Orthogneis, Paragneis) stark deformiert und ausgedünnt, während die inkompetenteren Glimmerschiefer in das Faltenscharnier „geflossen“ sind und dort weit verbreitet auftreten.

Über das bearbeitete Gebiet hinweg zeigt sich eine penetrative, ca. WNW–ESE streichende Achsenflächenschieferung, die meist steil nach NE einfällt. Die Hauptschieferung zeigt ein mittelsteiles NE-Fallen im nördlichen Teil und dreht auf ein E- bzw. SE-Fallen im südlichen Teil des kartierten Gebietes. Im Kar westlich der beiden Rötenspitzen treten auffällige Abtreppungen bzw. Verflachungen im Festgestein auf. Diese sind im rechten Winkel zur saiger stehenden Achsenflächenschieferung ausgebildet und auf die mittelsteil nach Osten einfallende Hauptschieferung (s1) zurückzuführen. Die treppenartige Morphologie im Festgestein führte vermutlich zur Lokalitätsbezeichnung „Auf Bänken“ und ist Namensgebend für die Bänkenalm (1.860 m).

Die Struktur der Großfalten ist vergleichbar mit dem Gebiet nordöstlich des Habichts (vgl. REISER, 2021a). Diese lassen sich vom Kartiergebiet aus nach Osten in den Bereich der Mischbachgrube verfolgen, es sind jedoch noch gezielte Begehungen notwendig, um den Faltenbau des Habichtgipfels zu klären. Die polyphase Deformation der Gesteine zeigt sich im Aufschluss anhand verschiedener Faltengenerationen. Subvertikal bis (mittel-)steil NW und ESE einfallende, enge bis isoklinale Faltenachsen einer ersten Faltengeneration (FA1) werden von SW-vergenten Falten mit subhorizontalen NW–SE streichenden Faltenachsen (FA2) überprägt. Da die Faltenachsen nicht mit den Einengungsrichtungen und den Temperaturbedingungen während der alpidischen Orogenese vereinbar sind, werden diese dem variszischen Ereignis zugeordnet. Südostfallende C'-Flächen und NW–SE streichende Streckungslineare, die im Bereich der Hohen Grube vermehrt auftreten, werden der SE-gerichteten Extension in der Oberkreide zugeordnet.

An spröden Strukturelementen wurden immer wieder NW–SE streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Schersinn angetroffen, die zusammen mit der NE–SW streichenden, sinistralen Stubaital-Störung (vgl. REISER, 2021b) ein konjugiertes Störungspaar bilden. In der Bergesgrube lassen sich mehrere synthetische Äste ei-



ner dextralen Seitenverschiebung aufgrund der lokal fehlenden quartären Bedeckung deutlich in der Morphologie und auf dem DGM (Hillshade) verfolgen. Nach Süden zieht die „Bergesgruben-Störung“ unter die Moränenablagerungen des Bergesgrubengletschers und über das Joch in die Beilgrube.

## **Quartäre Ablagerungen & Massenbewegungen**

### **Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase**

Eindeutig dem Würm-Hochglazial zuzuordnende Ablagerungen wurden im Untersuchungsgebiet nicht angetroffen. Moränenablagerungen und Eisrandsedimente, die abseits der Kare an den Hangflanken (z.B. in der Ochsengrube sowie westlich der Rötenspitze) bis auf Höhenlagen von ca. 2.300 m hinaufreichen, könnten hoch- bzw. spätglazialen Ursprungs sein.

### **Ablagerungen des Gschnitz-Stadials**

Die Endmoräne des Gschnitz-Stadials wird im Stubaital weit außerhalb des kartierten Gebietes im Bereich von Kampl verortet. Glazigene Sedimente und Eisrandablagerungen, die sich in Höhenlagen von ca. 1.700–1.750 m an den Flanken des Unterbergtales deutlich vom Festgestein abheben, werden dem Gschnitz-Stadial zugeordnet.

### **Ablagerungen des Egesen-Stadials**

Im Talboden des Unterbergtales bei Falbeson (ca. 1.230 m) zeigt die Kartierung von REISER (2021b) Reste von Seitenmoränenwällen aus verfestigter Grundmoräne mit subgerundeten Komponenten und einer tonig-siltigen Matrix mit geringem Sandanteil. Diese Seitenmoränenablagerungen ziehen auf der südlichen Talflanke oberhalb des Issebichls nach Südwesten. Am Issebichl selbst sind Grundmoränenablagerungen (Dmm; Lithofaziescode nach KELLER, 1996) mit talparallelen, subglazialen Wällen (Flutes) aufgeschlossen und große erratische Blöcke bieten Potenzial zur Expositionsdatierung.

Bei Ranalt heben sich drei gestaffelte Hangleisten von der südlichen Talflanke ab. Die Ablagerungen bestehen aus diamiktischem Material mit subangularen bis subgerundeten Komponenten (Steine bis Blöcke) in einer sandig-schluffigen Matrix (Lithofaziescode: Dm). Auf der Nordseite ist ebenfalls eine Wallform aus diamiktischem Material (Dm/Dg) mit (sub)angularen Blöcken bis Metergröße aufgeschlossen. Die Sedimente werden als (hinterfüllte) End- und Seitenmoränenablagerungen eines Gletscherstandes bei Ranalt interpretiert.

In der Ebene bei der Lokalität Spitzwald (nordöstlich der Schangelairalm) gibt es eine Wallform aus glazigenem Material, die das Tal quert. Angulare bis subangulare Blöcke im Bereich der Wallform wurden entweder als Bergsturzmaterial oder als Ablationsmoräne angesprochen (MAYR & HEUBERGER, 1968; HORMES, 2019).

Weiter flussaufwärts konnten aufgrund der starken Schuttbedeckung keine weiteren Gletscherstände im Talbereich identifiziert werden. Zwischen Grabaalm und Mutterberg Alm zeichnen sich, auf etwa 1.610 m im Talboden ansetzend, Terrassen ab, die bei der Grabaalm, ca. 90 m über

der jetzigen Talsohle, in die Luft ausstreichen. Im Bereich des Parkplatzes für den Weg zur Sulzenau Alm schneidet ein Forstweg die östliche Terrasse. Im unteren Teil, der mit großen Blöcken verbaut wurde, stehen ockerfarbene Sande mit facettierten, angerundeten Komponenten (Dm bis GS; KELLER, 1996) an. Zum Hangenden hin gehen die Sande über in helle, gerundete bis gut gerundete Kiese (gGc nach KELLER, 1996). Auf ca. 1.610 m, im Bereich der Verflachung oberhalb der Grabaalm, ist lateral angularer bis subangulärer Schutt (SSC) mit einzelnen metergroßen Blöcken aufgeschlossen.

Als jüngste Gletscherstände des Egesen-Stadials werden die End- und Seitenmoränenablagerungen zwischen 1.900 und 2.300 m in den NW- bis W-exponierten Karen der Hohen Grube, der Ochsengrube und in unteren Bereichen der Bergesgrube interpretiert.

### **Rekonstruktion der Gletscher im Egesen-Stadial**

Die prominenten Moränenwälle der Lokalität Ebdndl, am Eingang des Langentals, wurden von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Typuslokalität des Daun-Stadials definiert. In den Arbeiten von PENCK & BRÜCKNER (1909), SENARCLENS-GRANCY (1938) und MAYR & HEUBERGER (1968) wurden diese jedoch jeweils unterschiedlich dem Daun- oder Egesen-Stadial zugeordnet (vgl. Diskussion in HORMES, 2019).

Nach dem Modell von REITNER et al. (2016) stellt das Daun-Stadial lediglich einen frühen Stand des Egesen-Stadials dar, daher sind die Wallformen am Ausgang des Langentals allesamt dem Egesen-Stadial zuzuordnen. Demzufolge dürften auch die Seitenmoränenablagerungen bei Falbeson einen frühen Egesen-Stand mit einem Gletscherende in der Ebene bei Falbeson repräsentieren. Diese wurden vermutlich auch von SENARCLENS-GRANCY (1938) erkannt und zur Rekonstruktion des Gletscherendes bei Falbeson herangezogen. MAYR & HEUBERGER (1968) korrelieren die Seitenmoränenablagerungen oberhalb des Issebichls mit den auf etwa 1.660 m Höhe auftretenden Wallformen der Lokalität Ebdndlaswald, die von HORMES (2019) als Egesen 1 bezeichnet wurden. Ein niedriger gelegenes Set von Wällen, zwischen 1.500 und 1.600 m am Ausgang des Langentals, wurde von HORMES (2019) als Egesen 2 bezeichnet.

Die gestaffelten Seitenmoränenwälle bei Ranalt zeigen in weiterer Folge einen Rückzug des Mutterberg-/Langentalgletschers hinter den Issebichl an (vgl. MAYR & HEUBERGER, 1968). Die Wallform an der Lokalität Spitzwald repräsentiert womöglich einen Gletscherstand kurz bevor, oder kurz nachdem sich die beiden Gletscherarme separierten und sich der Langentalgletscher in den Taleingang zurückzog (Egesen 2 Wallformen sensu HORMES, 2019). Der Gletscher aus dem Mutterbergtal endete in diesem Zeitraum vermutlich im Bereich oberhalb der Schangelairalm.

Anhand der Ablagerungen oberhalb der Grabaalm (Grawa Alm) zeigt sich, dass sich der Mutterbergtal-Gletscher im Egesen-Stadial weiter in das Tal zurückzog, während der Sulzenau-Gletscher, vermutlich mit einem steilen Eisfall einmündend, noch bis in das Tal vorgedrungen ist und dieses abgeriegelt hat. Sande und Kiese wurden in einem Eisstausee zwischen den beiden Gletscherzungen bis zu 90 m mächtig lateral an die Moränenablagerungen des Sulzenau-Gletschers angelagert. Die Kiese im Hangenden

des Profils werden als proximale Deltaablagerungen interpretiert. Aufgrund der Nähe zum Top der Abfolge und zur lateralen Moräne könnte auch ein Verlanden des Sees vermutet werden. Der höhere Rundungsgrad zeigt jedenfalls einen längeren fluviatilen Transport an, die Gletscherzunge hatte sich zu diesem Zeitpunkt bereits weiter in Richtung Mutterbergalm zurückgezogen.

### Holozäne und subrezente Ablagerungen

In der Karte von HAMMER (1929) ist in der Bergesgrube noch ein Gletscher verzeichnet, die End- und Seitenmoränenwälle in der Bergesgrube sind daher einem 1850er Gletscherstand (LIA) zuzuordnen. Der Gletscher hat sich jedoch (Stand 2021) komplett in das NE-exponierte Kar unterhalb des Ochsenkogels (3.029 m) zurückgezogen und kann unter dem Schutt nur mehr vermutet werden. In der Ochsengrube, nordwestlich unterhalb der Rötenspitze (2.981 m) und in den Karen der Hohen Grube befinden sich auf ca. 2.350 m auffällige Hangleisten, teilweise mit rudimentären Wallformen. Laut der Karte von SENARCLENS-GRANCY (1938) entsprechen diese einem 1850er Stand kleiner Kargletscher, bzw. Firnfelder.

Im Untersuchungsgebiet wurden fossile, inaktive und aktive Blockgletscher angetroffen (vgl. Blockgletscherinventar von KRAINER & RIBIS, 2012). Nördlich des Gamsgrats und in der Hohen Grube vom Lautererseejoch (2.761 m) nach Nordwest liegen Ablagerungen fossiler Blockgletscher vor. Kleinere, inaktive Blockgletscher, die sich meist aus dem Hangschutt entwickelt haben, befinden sich auf der Südwestflanke des Glücksgrats sowie östlich des Rotspitzls (2.379 m) und im Kar nordwestlich der Rötenspitze (2.981 m). Aktive Blockgletscher mit steiler Front befinden sich in der Mischbachgrube sowie in der Unteren und Oberen Bergesgrube (letzterer überprägt die Moränen des 1850er Standes) unterhalb des Ochsenkogels (3.029 m).

### Literatur

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORMES, A. (2019): Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 396–401, Wien.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–12, Basel.

KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – In: KRAINER, K., KELLERER-PIRKLBAUER, A., KAUFMANN, V., LIEB, G.K., SCHROTT, L. & HAUSMANN, H.: Permafrost in Austria, 32–47, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of Late Glacial and post-glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciation of the Alps. – Proceedings of the VII Congress. – Series in Earth Sciences, **7**, 143–165, University of Colorado, Boulder.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter: Dritter Band: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. – I–XII, 717–1199, Leipzig.

REISER, M. (2021a): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 201–204, Wien.

REISER, M. (2021b): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 204–208, Wien.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAIDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria) = Eine Neubetrachtung der aktuellen Stratigraphie des Alpenen Spätglazials: Implikationen aus den sedimentären und morphologischen Belegen des Gebietes um Lienz (Tirol/Österreich). – Eiszeitalter und Gegenwart, **65**, 113–144, Hannover.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1938): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **88**, 13–24, Wien.

VAVTAR, F. (1986): Das Zinn-Kupfer-Erzvorkommen am Glücksgrat (Stubai-Kristallin) = Tin-Copper Mineralization at Glücksgrat Mountain, Austro-Alpine Stubai complex, Austria. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **35**, 287–298, Wien.

## Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großveneiger von JÜRGEN M. REITNER.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

FELIX HOFMAYER

Zur Überarbeitung der vorhandenen GEOFAST-Kartenkompilation 31 Eferding, sowie 50 Bad Hall und ergänzend zum gedruckten Kartenblatt 49 Wels wurde 2021 die Kartierung auf dem UTM Blatt 4319 Linz SW (NM 33-11-19) begonnen. Außerdem wurde die bereits laufende Landesaufnahme auf UTM Blatt 4319 Linz NE (NM 33-11-19) fortgesetzt. Dies geschah überwiegend mit Lesesteinkartierung, Handbohrungen und im verbauten Gebiet mit Bauaufschlüssen. Auf dem südwestlichen Viertelblatt erfolgte eine flächendeckende Kartierung entlang des Höhenrückens südlich von Alkoven, zwischen Aichberg und Gumpolding. Auf dem nordöstlichen Viertelblatt lag der Fokus auf der Abtrennung von Kristallingesteinen zur miozänen Sedimentbedeckung am Bachlberg in Linz-Urfahr und in Gramastetten sowie auf der Aufnahme von temporären Bauaufschlüssen im Stadtgebiet von Linz.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Geologischer Überblick

#### Neoproterozoikum–Paläozoikum

Die kristallinen Gesteine im Kartierungsgebiet sind dem Bavarikum und dem Südböhmischen Batholith zuzuordnen (LINNER, 2007). Um Linz treten vor allem stark migmatische Paragneise auf (LINNER, 2005). Aufgrund der sehr hohen Temperaturen während der metamorphen Prägung rekristallisierten die Paragneise stark und waren teilweise aufgeschmolzen. Sie weisen daher häufig Bereiche mit granitähnlicher Textur auf.

#### Paläogen/Neogen

Die paläogenen und neogenen Sedimente im Arbeitsgebiet werden als Molasse bezeichnet (KUHLEMANN & KEMPF, 2002) und gehören zum Ablagerungsraum der Paratethys. Die in den Kartierungsgebieten aufgenommene sedimentäre Bedeckung aus dem Paläogen umfasst marine Schichtglieder aus dem sogenannten Älteren Schlier (WAGNER, 1998; RUPP et al., 2011), wobei dieser informelle Begriff in die Eferding-Formation (dunkle, laminierte Silte und Tone aus dem oligozänen Egerium) (FILEK et al., 2021; RUPP & ČORIĆ, 2015) und die Ebelsberg-Formation (dunkle, laminierte Tone und Diatomite aus dem miozänen Egerium) (RUPP & ČORIĆ, 2012) aufgetrennt wird. Dementsprechend umfassen diese Schichtglieder, welche in ihrer flächigen Ausbreitung nur durch mikropaläontologische Methoden sicher unterschieden werden können, auch den jüngsten, neogenen Teil des Älteren Schliers. Zusätzlich finden sich auf dem Kristallin der Böhmisches Masse kaolinhaltige, sandig-tonige Sedimente, die als Pielach-Formation be-

zeichnet werden (Kiscellium–Egerium) und eine hohe lithologische Vielfalt aufweisen (FUCHS, 1973; SCHNABEL, 2002; RUPP, 2016).

Das Neogen wird neben der Ebelsberg-Formation durch die küstennahe Plesching-Formation, welche distal mit der Kletzenmarkt-Formation verzahnt, sowie durch den *Robulus*-Schlier s.str. repräsentiert (FAUPL & ROETZEL, 1990; KOHL & KRENMAYR 1997; RUPP et al., 2011). Die drei letztgenannten Schichtglieder entsprechen durchwegs dem unteren Ottnangium, sie wurden in einem flachmarinen bis neritischen Milieu abgelagert. Die Plesching-Formation wird durch grobklastisches Material, das aus Ablagerungen des Egeriums und Eggenburgiums aufgearbeitet wurde, gebildet. Dabei handelt es sich um fossilführende, schlecht sortierte Grobsande, mit häufig Phosphoritknollen und Glaukonit (RÖGL, 1969). Die küstennahe Fazies dieser Formation, welche ehemals als fossilreiche Grobsande bezeichnet wurde (FAUPL & ROETZEL, 1990), ist durch das Auftreten von Makrofossilien (Mollusken, Haizähne) und pelitischen Klasten charakterisiert. Überdies treten häufig verkieselte Hölzer, wie sie im Landesmuseum in Linz ausgestellt sind, auf (SELMEIER, 1998; RUPP et al., 2011). Die Kletzenmarkt-Formation wurde auf Blatt 49 Wels erstmals durch KOHL & KRENMAYR (1997) ausführlich beschrieben und wurde später einem tiefneritischen Ablagerungsraum zugeordnet (RUPP et al., 2011). Sie befindet sich im Hangenden des *Robulus*-Schliers, wobei die Grenze fließend ist, und verzahnt nach Norden mit der Plesching-Formation sowie nach Süden mit der Atzbach-Formation (KOHL & KRENMAYR, 1997; RUPP et al., 2011). Es handelt sich dabei um glaukonitreichen, feinkiesigen Mittel- bis Grobsand, teils mit konkretionären Sandsteinhorizonten und Mergellagen. Häufig sind außerdem Lagen von Molluskenschill und schräg geschichtete Bereiche (KOHL & KRENMAYR, 1997). Der *Robulus*-Schlier s.str. wurde bisher nicht als formelle Einheit definiert, obwohl er weit verbreitet und häufig – durch Schliergruben – aufgeschlossen ist. Im Norden liegt dieses Schichtglied meist diskordant auf egerischen Sedimenten und im Süden liegt dieser der eggenburgischen Hall-Formation und äquivalenten Schichtgliedern auf (RUPP et al., 2011). Zum Hangenden hin wurde eine Abtrennung von der lithofaziell ähnlichen Ottnang-Formation vorgenommen (WAGNER, 1998; RUPP, 2008). Lithologisch zeichnen sich die Sedimente durch eine feine Wechsellagerung von Tonmergeln und feinsandigen Silten, mit häufiger Bioturbation aus.

#### Quartär

Auf Kartenblatt Linz SW ist ein markanter Höhenrücken erkennbar, der sich von West nach Ost zieht („Schartener Hügel“), welcher zwischen Traun im Süden und Donau im Norden erhalten geblieben ist (KOHL, 1990). Dieser Höhenrücken wird überwiegend aus tonig-siltigen Sedimenten des Egeriums und aus sandig-siltigen Sedimenten des Ottnangiums aufgebaut. Der Höhenzug zeigt steile Nord- und flache Südhänge, letztere sind mit Löss und Lösslehm sowie Solifluktuationsablagerungen überdeckt. Im Norden schließt eine weite Ebene an, die als Eferding-Becken

bezeichnet wird und durch das Einschnüren der Donau bei Ottensheim, zum Linzer Engtal, gebildet wurde (KOHL, 1973). Im diesem Becken lagerten sich fluviatile Kiese und Sande des Pleistozäns (Niederterrasse) und feinkörnige, holozäne Überschwemmungssedimente ab (KOHL, 1990).

An den Nordhängen des Schlierrückens lassen sich großflächige Massenbewegungen beobachten, die zum Eferding-Becken hin abgleiten. Sie können durchaus mehrere tausend Quadratmeter groß sein und werden meist in Zusammenhang mit den wasserstauenden Schichten des Älteren Schliers gebracht (KOHL, 1990; KOHL & KRENNMAYR, 1997).

Im Weiteren wurden zahlreiche Bereiche mit Vernässungen und Flächen mit Anmoor-Ablagerungen dokumentiert (KOHL & KRENNMAYR, 1997). Breite Anmoore bildeten sich über der Niederterrasse im Eferding-Becken, am Übergang zum tonigen Sediment des Älteren Schliers. <sup>14</sup>C-Datierungen aus solchen Sedimenten bei Eferding erbrachten Alter von 7.380 Jahren, was auf eine Bildung während der postglazialen Warmzeit an der Grenze Boreal-Atlantikum hindeutet (KOHL, 1968). Datierungen aus Anmoor-Sedimenten bei Winkeln (RUPP, 2016) erbrachten Alter von 11.400–10.730 Jahren (Alleröd Interstadial). Diese siltigen Ablagerungen enthalten neben zahlreichen Pflanzenresten außerdem Lössschnecken (RUPP, 2016).

## Ergebnisse und Diskussion

### UTM-Blatt Linz NE

In Gramastetten wurde die Freifläche zwischen Schmiedberg und Waldingerstraße untersucht, um das Vorkommen von Pielach-Formation abzugrenzen, welches entlang einer Böschung (Schmiedberg 17; R: 440081, H: 5358592) und in einer Handbohrung (R: 440202, H: 5358687) punktuell festgestellt wurde. Das Sediment zeigte einen hohen Anteil an Kaolinit, sowie dunklen Ton mit rötlichen Verfärbungen, was typisch für die Pielach-Formation ist (RUPP, 2016). In einer drei Meter tiefen Baugrube (R: 440152, H: 5358603) zwischen diesen Punkten konnte allerdings nur ein kiesiges, diamiktisches Sediment mit Kristallinbruchstücken, typisch für Solifluktuationsablagerungen, festgestellt werden. Daraus lässt sich schließen, dass dieser Bereich durch starke Umlagerung geprägt ist und die Pielach-Formation dort wohl nur noch reliktsch auftritt. Dennoch sollte das Auftreten der Pielach-Formation an dieser Stelle, auf einer Höhe von etwa 500 m, nicht außer Acht gelassen werden, da es ein wichtiges Indiz für ihre ursprüngliche Verbreitung darstellt.

Im Linzer Stadtgebiet wurden zahlreiche Baustellen aufgenommen sowie Bereiche mit sedimentärer Bedeckung am Bachlberg und Gründberg abgegrenzt. Morphologisch zeichnet sich der Gründberg durch einen etwa 60 m tiefen Einschnitt aus, der SW–NE gerichtet ist. Die breite und relativ ebene Fläche zwischen den aufragenden Erhebungen aus migmatischem Gestein ist gekennzeichnet durch eine mächtige Solifluktuationsablagerung. Dies konnte in einer Baugrube (R: 446993, H: 5354212) des Kleingartenvereins am Gründberg erfasst werden. Die drei Meter tiefe Baugrube zeigte durchwegs lehmig-sandiges Sediment mit Lagen aus Kristallingrus und zahlreichen Kristallinbruchstücken. Am Nordrand der Senke erhebt sich ein steiler Hang, beste-

hend aus Migmatit und migmatischem Paragneis. Entlang einer Forststraße lassen sich dort zahlreiche Aufschlüsse aufnehmen, die stark zerklüftetes Gestein zeigen. Die Klüftung wird durch zahlreiche, gut erkennbare Bruchflächen hervorgerufen, wobei lediglich zwei davon zuverlässig eingemessen werden konnten (R: 447056, H: 5354607), dennoch ist deren Orientierung als repräsentativ anzusehen. Es zeigen sich Harnischflächen, die mit etwa 60° nach Süden einfallen, die Abrisskanten der Harnischstriemung zeigen einen abschiebenden Bewegungssinn an. Außerdem lassen sich Harnischflächen beobachten, die mit etwa 85° nach Südost einfallen. Die Harnischstriemung auf diesen Flächen ist geprägt durch markante Grate und Rillen mit Abrisskanten, die auf einen sinistralen Schersinn schließen lassen. Das enge Trennflächengefüge des Gesteinsverbands führte offenbar zu starkem Schuttanfall und in der Folge zur Bildung von Hangschuttablagerungen, die auf der Karte überwiegend den Solifluktuationsablagerungen zugeordnet wurden. Aufgrund dieser Beobachtungen wird eine SW–NE streichende Störung vermutet, die sich durch die Senke am Gründberg zieht und im Osten in die Haselgraben-Störung mündet. Damit würde diese Störung äquivalent zu den bereits beschriebenen ältesten Störungen im Bereich des Haselgrabens passen (IGLSEDER, 2014a, b). Dabei werden die SW–NE streichenden Störungen ebenfalls einer sinistralen Bewegung zugeordnet.

Am Bachlberg wurde die Plesching-Formation vom umliegenden Kristallin und den tiefgründig verwitterten Bereichen abgetrennt. Dabei zeigte sich, dass sich die Plesching-Formation ausschließlich entlang des Höhenrückens erhalten hat, in den Hangbereichen wurde diese erodiert. Außerdem konnten auf den Hochflächen Bereiche mit in situ verwittertem Kristallin aufgenommen werden. Stark verlehmt Sediment in Geländemulden, das aus umgelagerten Verwitterungsprodukten des Kristallins besteht, wurde teils als Solifluktuationsablagerung dargestellt. Zusätzlich wurden im Stadtgebiet unterhalb des Gründbergs drei Baustellen aufgenommen. In zwei Baustellen am Haselbach (R: 447811, H: 5354282; R: 448190, H: 5353594) konnte ein kiesig-sandiges Sediment mit großen, gerundeten Kristallinblöcken beobachtet werden. Dieses kann als fluviatile Ablagerung vom Haselbach in Form eines Schwemmfächers interpretiert werden. Eine weitere Baustelle (R: 447542, H: 5353934) zeigte ein graubraunes, lehmig-toniges Sediment mit hohem Anteil an Quarzsand und kaolinitisch verwitterten Feldspäten, das als umgelagerte Pielach-Formation interpretiert werden kann und hier als Solifluktuationsablagerung ausgeschieden wird.

Im Stadtgebiet Linz-Urfahr, am westlichen Stadtrand konnte in mehreren kleinen Aufschlüssen durchwegs Löss aufgenommen werden. Hangabwärts Richtung Donau wurde in einer Baugrube (R: 445885, H: 5351020) ausschließlich Kristallingestein angetroffen. Außerdem wurden südlich der Donau, im Stadtgebiet Linz, Baustellen mit Löss (R: 446273, H: 5350087), gut sortierten Sanden (Überschwemmungsablagerungen; R: 446922, H: 5350652) und sandigen Kiesen (fluviatile Ablagerungen; R: 447349, H: 5350344) aufgenommen.

### Paläogen/Neogen

Die kartierten Sedimente aus dem Paläogen umfassen die Eferding- und Ebelsberg-Formation (Egerium), wobei deren Formationsgrenze voraussichtlich im Kartenblatt verläuft (FILEK et al., 2021). Der genaue Verlauf dieser Grenze soll im Laufe der Kartierungsarbeiten durch biostratigrafische Beprobungen (vgl. RUPP & ĆORIĆ, 2012, 2015) ermittelt werden. Auf bisherigen Karten wurden beide Formationen unter dem Begriff „Älterer Schlier“ zusammengefasst. Für große Teile des Höhenzugs, der vom Eferding-Becken nach Süden aufsteigt, kann angenommen werden, dass dieser von Eferding-Formation aufgebaut wird, da die Grube Unterrudling (Leube Quarzsande GmbH) westlich von Eferding ausschließlich Eferding-Formation zeigt (FILEK et al., 2021). Allerdings zeigte die paläoökologische Rekonstruktion der Sedimente in Unterrudling, dass die Umweltbedingungen sich jenen der Ebelsberg-Formation zum Hangenden hin annähern und somit Hinweise auf die Schichtgrenze geben (FILEK et al., 2021). Begründet ist dies darin, dass die beiden Formationen hauptsächlich durch unterschiedliche Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen getrennt wurden, die eine höhere Eutrophierung in den hangenden Teilen zeigen (RUPP & ĆORIĆ, 2012, 2015; GRUNERT et al., 2010). Dies würde andeuten, dass auch auf dem Kartenblatt Linz SW die Schichtgrenze der beiden Formationen entlang des Höhenrückens auf ca. 350 m zu erwarten ist. Zusätzlich wurden an mehreren Stellen zwischen Forst und Axberg (R: 432022, H: 5344940; R: 433816, H: 5345301) Bereiche kartiert, an welchen ein laminiertes, kalkfreier Tonstein mit hoher Porosität ausbeißt. Dieses Gestein ähnelt den Diatomitlagen in der Ebelsberg-Formation (RUPP & ĆORIĆ, 2012). In weiten Bereichen, wie zum Beispiel auch bei Winkeln (R: 434946, H: 5346967), treten Siltsteine mit fossilen Fischresten und karbonatischen Konkretionen auf, wie sie in der Eferding-Formation in Unterrudling zu beobachten sind (FILEK et al., 2021). Als Schlussfolgerung kann davon ausgegangen werden, dass die Grenze der Eferding-Formation zur Ebelsberg-Formation auf dem Kartenblatt verläuft, die genaue Abtrennung aber mit zahlreichen Mikrofossilproben erfolgen muss.

Im stratigrafisch Hangenden des Älteren Schliers befindet sich der *Robulus*-Schlier s.str. aus dem unteren Ottnangium (RUPP et al., 2011). Dieses Schichtglied lagerte sich diskordant über den Sedimenten des Egeriums ab, die Ablagerungen des Eggenburgiums fehlen im Raum Linz vollkommen (WAGNER, 1998; RUPP et al., 2011). Diese Schichtlücke konnte auch in der Grube Finklham (R: 424905, H: 5343730) beobachtet werden, wobei diese derzeit rekultiviert wird. Das Sediment des *Robulus*-Schliers wurde auch in den Gruben Ennsberg (R: 427090, H: 5340720) und Hartberg (R: 425115, H: 5342752) angetroffen. Generell ist in diesen Gruben, welche sich auf dem westlich angrenzenden Kartenblatt (NM 33-10-24) befinden, das typische Erscheinungsbild des *Robulus*-Schliers anzutreffen. Es ist eine Wechsellagerung von fein geschichteten, pelitischen Abschnitten und intensiv bioturbaten, siltig-sandigen Sedimentpaketen mit jeweils mehreren Zentimetern bis wenigen Dezimetern Mächtigkeit zu beobachten. Die Schichten fallen generell mit etwa 30° nach ESE ein (einzelner Messwert: 23/080). Neben den komplett durchwühlten Lagen lassen sich auch distinkte Spurenfossilien erkennen, eben-

so wie Molluskenreste in Lebendstellung. Diese Beobachtungen würden für ein generell ruhiges Milieu sprechen, weshalb der *Robulus*-Schlier in Oberösterreich der neritischen Beckenfazies des unteren Ottnangium zugeordnet wird (RUPP et al., 2011). Im Kartierungsgebiet wurden zwischen Peterhauser und Aichberg große Bereiche dieser Ablagerungen mit Hilfe von Lesesteinen und Handbohrungen abgegrenzt. Typisch ist dabei das Auftreten von verhärteten, gelb bis grün-grauen pelitischen Plättchen mit sandigen Zwischenlagen an der Oberfläche.

Im Hangenden des *Robulus*-Schliers und mit diesem verzahnt lagerte sich die Kletzenmarkt-Formation ab (KOHL & KRENMAYR, 1997). Dieser Übergang konnte in der Grube Finklham (siehe oben) beobachtet werden. In Finklham zeigt sich im Hangenden des *Robulus*-Schliers eine Zunahme der siltigen und sandigen Einschaltungen in das pelitische Sediment. Darüber zeigen sich dann Sandlagen mit Rippel- und Schrägschichtung. In diesen Lagen lassen sich Flammenstrukturen erkennen, die auf Entwässerung durch plötzliche Auflast schließen lassen. Darüber setzt sich kurz wieder das laminierte, pelitische Sediment des *Robulus*-Schlier fort. Dann folgt eine sehr deutlich erkennbare, ein bis zwei Meter mächtige Lage aus rötlich oxidiertem, glaukonitischem Mittel- bis Grobsand, mit zahlreichen eingeregelteten Schalenbruchstücken. Diese Schicht wurde zum einen an einer Störung um mehrere Meter versetzt, zum anderen keilt sie lateral aus und wird durch eine Sand-Ton-Wechsellagerung abgelöst. Diese Schicht deutet auf hohe Strömungsgeschwindigkeiten hin und könnte als subtidale Fortsetzung einer Gezeitenrinne interpretiert werden, vergleichbar mit Gezeitenrinnen wie sie in der Atzbach- und Plesching-Formation beobachtet werden (RUPP et al., 2011; FAUPL & ROETZEL, 1987). Die erwähnten Entwässerungsstrukturen können synsedimentär, in Zusammenhang mit kurzfristig hohen Sedimentationsraten erklärt werden (OWEN, 2003).

Im Kartierungsgebiet konnte die Kletzenmarkt-Formation und der Fazieswechsel zum *Robulus*-Schlier zwischen Peterhauser und Aichberg beobachtet werden, wobei die Kletzenmarkt-Formation oftmals morphologische Rücken bildet. Das Sediment konnte vielfach in Form von Lesesteinen (z.B.: R: 432542, H: 5344948), in kleinen Aufschlüssen (z.B.: R: 431798, H: 5344452) und durch Handbohrungen (z.B.: R: 432966, H: 5345362) beobachtet werden. Dabei konnten lithofaziell unterschiedliche Bereiche erkannt werden, die vor allem auf Korngrößenunterschieden beruhen, ähnlich wie es für die Kletzenmarkt-Formation auf benachbarten Kartenblättern festgestellt wurde (KOHL & KRENMAYR, 1997; RUPP et al., 2011).

Entlang der Straße von Aichberg nach Kranzing befinden sich drei markante Höhenrücken, auf einer Höhe von 390–430 m. Auf den Ackerflächen lässt sich ein rötliches Sediment, bestehend aus glaukonitischem, feinkiesigem Mittel- bis Grobsand beobachten. Dort lassen sich außerdem zu Sandstein verhärtete Bereiche feststellen, die eine relativ hohe Anzahl an verkieselten Hölzern und selten Phosphoritknollen aufweisen. Darunter konnten Hölzer der Gattung *Quercus* (Eichen) identifiziert werden, die durch ihre typischen Radialstrahlen in der Holzstruktur auffallen (SELMEIER, 1998; WHEELER & DILLHOFF, 2009). Die Verkieselung, die vermutlich von den Sanden ausging, reichte wohl auch in die liegenden Schichten des *Robulus*-Schliers, da im Umfeld der Grobsande vermehrt kieselig zementierte Le-

sesteine desselben zu finden sind. Bisher wurden in der Kletzenmarkt-Formation keine Funde von fossilen Hölzern, oder Phosphoriten dokumentiert. In der Plesching-Formation (glaukonitische Sande) hingegen treten solche Funde häufig auf (FAUPL & ROETZEL, 1990; HOFMANN, 1944). Daher könnte dieser Faziestyp, der räumlich klar abtrennbar ist, auch der Plesching-Formation zuzuordnen sein, wobei die erwähnten hochenergetischen Ablagerungsbedingungen der Kletzenmarkt-Formation (RUPP et al., 2011) einen Transport von Hölzern in das Becken sicherlich ermöglicht haben könnten. Weiter westlich, entlang des Schartener Hügels südlich von Forst, lässt sich eine andere Faziesabfolge durch zahlreiche kleine Aufschlüsse beobachten. Der Übergang im Hangenden des *Robulus*-Schliers hin zur Kletzenmarkt-Formation ist hier fließend, es schalten sich in die tonig-siltigen Ablagerungen vermehrt Sandlagen ein. Zum Hangenden hin nehmen die sandigen Bereiche zu, bis schließlich ein gut sortierter Fein- bis Mittelsand mit Sandsteinlagen dominiert. Diese Sande und Sandsteine können lateral auskeilen und werden dort durch pelitische Ablagerungen ersetzt. Generell ist diese Fazies durch starken Wechsel gekennzeichnet und kann als Übergangsbereich von *Robulus*-Schlier und Kletzenmarkt-Formation angesehen werden, ähnlich wie es durch KOHL & KRENMAYR (1997) erkannt wurde. Die grobsandige Fazies mit den fossilen Hölzern könnte einerseits als hochenergetische Ablagerung gedeutet werden, die sich in die sonst eher sandig-siltige Kletzenmarkt-Formation einschaltet und durch Gezeitenströmungen und Sturmereignisse gebildet wurde (SCHÄFER, 2020). Alternativ könnten sie zur flachmarinen Plesching-Formation gestellt werden.

### **Niederterrasse, Anmoore und Massenbewegungen**

Im Eferding-Becken, etwa 1,5 km westlich von Alkoven, wurde eine Kiesgrube aufgenommen (R: 432191, H: 5348200), in der Sedimente der Niederterrasse abgebaut werden. Zu erkennen sind Mittel- bis Grobkiese mit einem hohen Anteil an gut sortierter Sandmatrix. Die gerundeten Komponenten zeigen eine deutliche Einregelung und es sind Rinnenstrukturen und Schrägschichtung erkennbar. Das Geröllspektrum wird von Quarz dominiert, zeigt allerdings auch Kristallin-, Kalk- und Sandstein-Gerölle. Etwa zwei Meter über dem heutigen Grundwasserspiegel lässt sich eine durchgehende Lage mit Eisen- und Mangankrusten beobachten, was auf einen älteren Grundwasserstand zurückzuführen ist. In die Kiese sind immer wieder Zentimeter mächtige Sandlagen eingeschaltet, die in das Hangende zunehmen. Im graduellen Übergangsbereich zu dem darüber liegenden Löss (Feinsand, Silt) lassen sich schräg geschichtete, gut sortierte Sande mit Tonlagen beobachten. Dies könnte auf einen kontinuierlichen Übergang von einem energiereichen hin zu einem ruhigeren fluviatilen Milieu deuten. Alternativ könnte es sich bei den hangenden sandigen Sedimenten um Überschwemmungsablagerungen aus dem Spätglazial der Donau handeln, wie sie von KOHL (1973) beschrieben wurden. Ähnliche Ablagerungen konnten bei Gumpolding beobachtet werden, sie zeigen ein feinsandig-siltiges Sediment und wurden bisher der Hochterrasse zugeordnet. Die Interpretation dieser Sedimente muss aber durch weitere Geländeaufnahmen überprüft werden und ist derzeit unklar.

Entlang des südlichen Randes der Niederterrasse im Eferding-Becken, am Fuß des Höhenrückens, wurde ein brei-

ter Bereich mit dunklem feinkörnigem Sediment aufgenommen. Dies entspricht den torfigen Ablagerungen eines Anmoors, wie es bereits von KOHL (1968) erkannt wurde. Zahlreiche Vernässungen wurden auch in Bereichen von Massenbewegungen beobachtet.

Entlang der gesamten Nordflanke des Höhenzuges zwischen Peterhauser und Thalham wurden große Bereiche aufgenommen, die durch gravitative Formen geprägt sind. Beeindruckend sind dabei die Hauptabbrisskanten der Massenbewegungen, die durchschnittlich 25 m (maximal 40 m) hoch sind. Vereinzelt zeigen sich im Bereich der Krone auch Zerrspalten. Der Akkumulationsbereich der Gleitprozesse reicht meist bis hinunter auf die Talfüllung des Eferding-Beckens. Dabei wird von der Abrisskante bis zur Stirn der Massenbewegungen ein Höhenunterschied von durchschnittlich 120 m, auf einer Strecke von 500–1.200 m überwunden. Gebäude in diesem Gebiet weisen zahlreiche breite Risse im Mauerwerk auf (z.B. R: 431619, H: 5345027) und mehrere senkrechte Kanalschächte zeigten eine horizontale Durchscherung (R: 434083, H: 5345889), was die anhaltende Aktivität der Gleitmassen belegt. Im Abrissbereich der morphologisch gut abgrenzbaren Gleitmassen (z.B. R: 431727, H: 5344981) konnte durch Lesesteinkartierung teilweise die gesamte stratigrafische Abfolge vom Älteren Schlier über den *Robulus*-Schlier hin zur Kletzenmarkt-Formation nachgewiesen werden, was auf ein Abgleiten im Verband schließen lässt. Zusätzlich sind neben dem Hauptabriss oftmals zahlreiche untergeordnete Abrisse erkennbar, die durch vernässte Nackentälchen und kleinere sekundäre Abrisskanten gekennzeichnet sind. Im Akkumulationsbereich kann morphologisch ein sehr unregelmäßiges Gelände beobachtet werden, mit stark verlehmtten Sedimenten, die nicht mehr stratigrafisch abgrenzbar sind und aufgrund von Umlagerung und Durchmischung des Lockermaterials quartäre Sedimentneubildungen (Gleitmassen, Fließmassen) (STEINBICHLER et al., 2019) darstellen. Diese Beobachtungen deuten auf multiple Rotationsrutschungen an tiefer liegenden Gleitflächen (20–40 m Tiefe) hin, die typischerweise in isotropen, kohäsiven Sedimenten (Silt, Ton) auftreten (NIEDERSCHICK, 2007). Auch auf dem benachbarten Kartenblatt Wels wurden diese gestaffelten gravitativen Ablagerungen aus Hangendmaterial erfasst (KOHL & KRENMAYR, 1997).

Über die genaue Genese der Massenbewegungen und deren initiales Alter wurde bisher nur wenig veröffentlicht. Gewöhnlich ist der Ältere Schlier eher standfest und zeigt im trockenen Zustand auch bei steilen Böschungswinkeln keine Setzungen oder Abgleitungen. Dies kann man in der Ton- bzw. Sandgrube Unterrudling gut erfassen, wo die Ablagerungen in teilweise Zehnermeter mächtigen, senkrechten Wänden aufgefahren werden. Daher muss es bei den Massenbewegungen entlang des erwähnten Höhenzuges zwischen Peterhauser und Thalham auslösende Faktoren geben, die zur Erhöhung der treibenden bzw. zur Verminderung der haltenden Kräfte führen. Zum einen ist die geologische Ausgangssituation entscheidend, da sich über den laminierten Tonen des Älteren Schliers, im Gegensatz zu Unterrudling, siltig-sandige bis kiesige Ablagerungen des Ottnangiums befinden (*Robulus*-Schlier, Kletzenmarkt-Formation). Zum anderen wurde der Hangfuß im Zuge der Bildung des Eferding-Beckens (KOHL, 1990) erodiert und das dort bereits akkumulierte Material der Mas-

senbewegungen abgetragen. Damit wurde der gravitativ ausgeglichene Unterhang unterschritten und es kam zur Reaktivierung der Prozesse an bestehenden Gleitflächen. Belegt wird dies durch die Tatsache, dass die Niederterrasse bis an den Fuß des Höhenrückens heranreicht, beziehungsweise von den Ablagerungen der Massenbewegungen überlagert wird. Somit wurde das Widerlager am Hangfuß sukzessive entfernt, was zu einer Verminderung der haltenden Kräfte führte und eine Vergrößerung des Eferding-Beckens ermöglichte. Auch die generelle Hangneigung an der Nordseite des Höhenrückens wurde dadurch relativ steil gehalten, wobei der Neigungswinkel bei Rotationsrutschungen eine eher untergeordnete Rolle spielt, da es auch bei geringer Neigung zum Abgleiten kommen kann (NIEDERSCHICK, 2007). Zusätzlich wird der Hangfuß durch die Grundwasserführung in den Kiesen der Niederterrasse (siehe Abschnitt Niederterrasse) stark durchfeuchtet, was die Scherfestigkeit im Älteren Schlier, durch Verlehmung und Quellung der Tonminerale, herabsetzt (NIEDERSCHICK, 2007). Allgemein werden die hydrologischen Eigenschaften der beteiligten Sedimente als primäre Auslöser für Rotationsrutschungen angesehen. Zum einen sind die sandig-siltigen bis kiesigen Sedimente im Hangenden eher wasserdurchlässig, beziehungsweise wasserführend (KOHL & KRENMAYR, 1997). Zum anderen sind die tonigen Sedimente im Liegenden wasserstauend, wobei der Ältere Schlier auch Klüfte aufweist (FILEK et al., 2021), die wasserführend sein können (VOHRZYKA, 1973). Dies führt dazu, dass sich Wasser an der Schichtgrenze staut, was Quellaustritte belegen. Dadurch wird die Scherfestigkeit herabgesetzt, sodass sich dort Gleitflächen ausbilden können. Allerdings sickert ein Teil des Wassers unter diesen Horizont in das Kluftnetzwerk des Älteren Schliers und es kommt auch dort zur Reduktion der Scherfestigkeit durch höheren Porenwasserdruck sowie Quellung der Tonminerale. Dies erklärt den erheblichen, in den Älteren Schlier hineingreifenden Tiefgang der Gleitprozesse. Zusätzlich entsteht durch die Wasserführung in den hangenden Sedimenten des Ottnangiums eine höhere Auflast und dadurch eine Erhöhung der treibenden Kräfte, wobei sich in dieser Situation ein Kräftegleichgewicht einstellt. Lediglich bei Starkregenereignissen kommt es zu einer dynamischen Belastung und somit zur Aktivierung der Gleitflächen. Diese Kombination aus natürlichen Faktoren führt hier zur Ausbildung der großflächigen Massenbewegungen im Älteren Schlier, der anderorts stabil erscheint. Sind diese gravitativen Prozesse einmal aktiviert und die Gleitflächen geschaffen, so braucht es nur geringe Veränderungen, um die Massenbewegungen zu reaktivieren. Schäden an Infrastruktur und Gebäuden belegen, dass die Gleitungen immer noch aktiv sind und ein stabiler Zustand noch nicht erreicht ist.

Zum Alter der Gleitungen lässt sich beobachten, dass viele Abrisskanten noch kaum erodiert wurden und steil sind. Außerdem überlagern viele Gleitmassen in ihrem distalen Bereich die Ablagerungen der Niederterrasse. Dies lässt auf holozäne Bewegungen schließen. Auch im von mächtigen Löss bedeckten Areal sind Geländestufen und Senken ersichtlich. In diesen Bereichen ermöglicht erst das Höhenmodell die eindeutige Erfassung des morphologischen Zusammenhangs und die Interpretation der Geländestufe als Abrisskante. Somit belegt die Morphologie zusammen mit der Lössbedeckung, dass Massenbewegungen zum Teil schon vor dem Würm-Hochglazial, beziehungsweise

vor der letzten Lösssedimentation aktiv waren. Dies wurde auch von KOHL & KRENMAYR (1997) durch Funde von pleistozäner Fauna und Flora erkannt. Daher scheint auch der Rückgang des Permafrosts im Spätglazial als bedeutender Faktor für die Entwicklung der Massenbewegungen.

## Literatur

- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**, 415–447, Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **133**, 157–180, Wien.
- FILEK, T., HOFMAYER, F., FEICHTINGER, I., BERNING, B., POLLERSPÖCK, J., ZWICKER, J., SMRZKA, D., PECKMANN, J., KRANNER, M., MANDIC, O., REICHENBACHER, B., KROH, A., UCHMAN, A., ROETZEL, R. & HARZHAUSER, M. (2021): Environmental conditions during the late Oligocene transgression in the North Alpine Foreland Basin (Eferding Formation, Egerian) – A multidisciplinary approach. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **580**, 110527, 26 S., Amsterdam.
- FUCHS, W. (1973): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt Perg (34). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1973**, A40–A41, Wien.
- GRUNERT, P., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R., GRATZER, R., SOLIMAN, A. & PILLER, W.E. (2010): Oceanographic conditions as a trigger for the formation of an Early Miocene (Aquitania) Konservat-Lagerstätte in the Central Paratethys Sea. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **292**, 425–442, Amsterdam.
- HOFMANN, E. (1944): Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau: 1. Teil. – *Palaeontographica, Abteilung B: Palaeophytologie*, **88/1–3**, 1–86, Stuttgart.
- IGLSEDER, C. (2014a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 361–363, Wien.
- IGLSEDER, C. (2014b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 363–365, Wien.
- KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. – *Sonderdruck aus: Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz*, **1968**, 60 S., Linz.
- KOHL, H. (1973): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene. – *Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines*, **118a**, 187–196, Linz.
- KOHL, H. (1990): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donaubaumes. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **20**, 11 S., 20 Beilagen, Wien.
- KOHL, H. & KRENMAYR, H.-G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – **77 S.**, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152**, 45–78, Amsterdam.
- LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über die geologische Aufnahme im Donautal auf Blatt 32 Linz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145**, 309–312, Wien.

## Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

FELIX HOFMAYER &  
THOMAS HORNUNG (Auswärtiger Mitarbeiter)

LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – Tagungsband zur Arbeitstagung 2007 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis: Linz, 7.–11. Mai, 173–176, Wien.

NIEDERSCHICK, M.A. (2007): Erkennung und Beurteilung von Hangbewegungen – Grundlagen für die Anwendung ingenieurbio-geologischer Bauweisen zur Stabilisierung von Hängen und Untersuchungen an ausgewählten Rutschungen im Einzugsgebiet des Trattnachbaches (Salzburg). – Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, 179 S., Wien.

OWEN, G. (2003): Load structures: Gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. – Geological Society Special Publications, **216**, 21–34, London.

RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **15**, 213–234, Linz.

RUPP, C. (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.

RUPP, C. & ĆORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 67–100, Wien.

RUPP, C. & ĆORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÄFER, A. (2020): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – 2. Edition, XVI + 684 S., Berlin–Heidelberg (Springer).

SCHNABEL, W. (2002): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Legende und Kurzerläuterung zur Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 51 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SELMEIER, A. (1998): Aufsammlung von Kieselhölzern aus tertiären Schichten Süddeutschlands, der Schweiz und aus Österreich. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **38**, 275–300, München.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich. – 80 S., Linz (Amt der OÖ Landesregierung).

WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – Geological Society Special Publications, **134**, 339–369, London.

WHEELER, E.A. & DILLHOFF, T.A. (2009): The Middle Miocene Wood Flora of Vantage, Washington, USA. – IAWA Journal, Supplement **7**, 101 S., Leiden.

Zur Überarbeitung der vorhandenen GEOFAST-Kartenkompilationen 31 Eferding sowie 50 Bad Hall und ergänzend zum gedruckten Kartenblatt 49 Wels wurde 2022 die Kartierung auf dem UTM Blatt 4319 Linz SW (NM 33-11-19) fortgesetzt, die 2021 begonnen wurde. Es erfolgte eine flächendeckende Kartierung entlang des Höhenrückens südlich von Alkoven und Eferding. Dabei wurden die Gebiete zwischen Schönering und Kirchberg-Thenning im Osten, über Aichberg und Forst bis Leppersdorf, Oberscharten und Epping im Westen abgedeckt. Zusätzlich erfolgte durch Thomas Hornung eine großflächige, detaillierte Aufnahme von Aufschluss-Punktdaten im westlichen Teil des Viertelblattes (Gemeinde Scharten), um das lithostratigrafische Konzept der ottnangischen Ablagerungen auf Blatt 49 Wels und auf GEOFAST Blatt 31 Eferding zu überprüfen. Geografisch besteht das Kartenblatt aus dem Eferding-Becken im Norden, dem Trauntal im Süden und einem markanten Höhenzug dazwischen. Die Beschreibungen im Folgenden beziehen sich überwiegend auf diesen Höhenzug, der zum einfacheren Verständnis in Nord- und Südseite unterteilt wird.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Ergebnisse und Interpretation

#### Neoproterozoikum–Paläozoikum

##### *Kristallin*

Generell treten im Kartierungsgebiet keine kristallinen Gesteine auf. Das einzige Vorkommen befindet sich bei Steinholz, knapp außerhalb des westlichen Randes des Kartenblattes (R: 425574, H: 5345692), wo das Gestein in einigen aufgelassenen Gruben und im Wald anstehend zu sehen ist. Es handelt sich allgemein um ein migmatisches Gestein mit teils großen Feldspäten, Quarzadern und pegmatitischen Bereichen. Das Gestein ist stark verwittert und zeigt im oberflächennahen Bereich Wollsackverwitterung und tiefgründige in-situ Verwitterung. Diese Verwitterungsprodukte lassen sich auch auf den umliegenden Äckern beobachten, wodurch sich eine Verbreitungsfläche von etwa 200 m<sup>2</sup> ergibt. Das Gestein ist dem nördlich angrenzenden Bavarikum des Südböhmischen Batholiths zuzuordnen (LINNER, 2007).

#### Paläogen/Neogen

##### *Eferding-Formation/Ebelsberg-Formation (Älterer Schlier i. Allg.)*

Der Ältere Schlier kann im Gelände nicht weiter in Eferding-Formation und Ebelsberg-Formation unterteilt werden, da dies hauptsächlich durch unterschiedliche Foraminiferenfaunen erfolgt. Lithologisch handelt es sich bei beiden Formationen um dunklen, siltigen Ton, der durch das Auftreten zahlreicher Fischschuppen und Pflanzenreste charakterisiert und fein geschichtet ist (RUPP et al.,



2011). Außerdem treten vereinzelt große Karbonatkonkretionen auf, die im verwitterten Zustand gelb und löchrig erscheinen. In einem Aufschluss (R: 431920, H: 5344962) wurde ein kompletter Fisch mit etwa 20 cm Länge geborgen, in einem weiteren Aufschluss (R: 432915, H: 5345530) konnte eine juvenile Muschel gefunden werden. Nordseitig des Höhenrückens ist der Ältere Schlier meist an den Abrisskanten der Massenbewegungen aufgeschlossen (R: 436317, H: 5345598; R: 434499, H: 5345168; R: 426901, H: 5345388; R: 427699, H: 5345168; R: 426778, H: 5345605; R: 426263, H: 5344227) sowie in Erosionsgräben und Baustellen (R: 431868, H: 5344866; R: 433495, H: 5346261; R: 429956, H: 5344776; R: 426504, H: 5344719). Im Gelände lässt sich der Ältere Schlier durch die braunen, tonigen, dünn laminierten Lesesteine erkennen sowie durch einen generell dunklen, tonigen Boden. Südseitig wurden ebenfalls einige kleine Bereiche bei Kranzing und Niedergraving (R: 427941, H: 5343050) kartiert, die dem Älteren Schlier zuzuordnen sind. Die Grenze zum hangenden *Robulus*-Schlier ist fast immer klar erkennbar und befindet sich meist auf 380–400 m.

Die Schichtlücke an dieser Grenze konnte in einer Baugrube bei Forst (R: 431154, H: 5344976) und in der Tongrube Finklham (R: 424905, H: 5343730) beobachtet werden.

### ***Robulus*-Schlier**

Der *Robulus*-Schlier kann im Kartierungsgebiet in drei unterschiedliche Faziestypen gegliedert werden, wobei die Einteilung auf dem wechselnden Sand- und Kiesanteil beruht. Die typische Fazies des *Robulus*-Schliers, wie sie in Hartberg, Finklham und Ennsberg (HOFMAYER, 2024) beobachtet werden kann, tritt vor allem im östlichen Teil des Kartierungsgebietes auf, wie z.B. bei Aichberg (R: 432452, H: 5345172). Charakterisiert wird diese Fazies durch geschichtete, tonige Silte, die im Wechsel mit dünnen sandigen Lagen stehen, welche dispers verteilten Hellglimmer zeigen. Die Färbung im Gelände reicht von hellgelb, über grau, bis olivgrün. Typisch sind auch Spurenfossilien sowie weiße Karbonatknollen, die oftmals deformiert wurden. In einer Bohrung (R: 426649, H: 5343485) zeigt der *Robulus*-Schlier eine Gesamtmächtigkeit zwischen Kletzenmarkt-Formation im Hangenden und Älterem Schlier im Liegenden von etwa 60 m. Im Bereich Scharten konnten weitere Aufschlüsse und Baugruben aufgenommen werden, die diese Fazies zeigen (R: 426533, H: 5343305; R: 427501, H: 5344918; R: 428502, H: 5344183; R: 431715, H: 5345125; R: 426881, H: 5342930).

Im Gemeindegebiet von Scharten ist jedoch eine andere Fazies dominant, welche großflächig von Roithen bis Kranzing beobachtet werden kann. Hier sind im *Robulus*-Schlier cm- bis dm-mächtige Horizonte aus glaukonitischem, mittelkörnigem Sandstein von schlierig orange-farbenen bis grünlichen Schattierungen eingeschaltet. Sie sind Zeichen einer Verzahnung mit der Kletzenmarkt-Formation, vor allem gegen Westen. Sofern diese Zwischenlagen aus Mittelsandstein im Verhältnis zum mergeligen *Robulus*-Schlier nur untergeordnet auftreten, wurden die entsprechenden Flächen auch demselben zugeschlagen. Aufgeschlossen war diese Fazies in mehreren Baugruben (R: 432730, H: 5345501; R: 427333, H: 5344452; R: 427215, H: 5344661; R: 427753, H: 5341990). In dieser Fazies treten teilweise glaukonitische Sande und Sandsteine auf, die gegenüber dem siltigen Anteil dominieren

können. Im Gelände lassen sich dadurch größere Bereiche dieser sandigen Einheiten klar abgrenzen und als linsenförmige Einschaltungen im *Robulus*-Schlier erkennen. Im Kartenmanuskript sowie auf Kartenblatt Wels (KRENMAYR, 1996) werden sie der Kletzenmarkt-Formation zugeordnet, da sie lithologisch mit dieser übereinstimmen. Eine Auscheidung der linsenförmigen Einschaltungen in Kombination mit der „sandigen Fazies“ des *Robulus*-Schliers als eigene lithostratigrafische Einheit scheint sinnvoll. Denkbar wäre auch, diese Abfolge als Subformation des *Robulus*-Schliers zu definieren und darzustellen was mit den Konzepten von STEININGER & PILLER (1999) vereinbar wäre. Die dritte Fazies des *Robulus*-Schliers wurde nur vereinzelt als kleine Flächen bei Unterscharten durch Lesesteine aufgenommen (z.B. R: 428749, H: 5344638). Lithologisch handelt es sich dabei um einen massigen, matrixgestützten, grauen Mergelstein mit hohem Sandanteil und Hellglimmergehalt. Es treten kiesige, gerundete Quarz-Komponenten mit Eisenkruste sowie gelbe, teils plattige Pelitklasten auf. Diese Komponenten sind nicht eingeregelt, zeigen sehr schlechte Sortierung und sind matrixgestützt. Die Fazies kam vermutlich in Rinnen zur Ablagerung und wurde in einem hochenergetischen Ablagerungsraum gebildet.

### **Kletzenmarkt-Formation**

Im kartierten Gebiet tritt die Kletzenmarkt-Formation hauptsächlich in Form von linsenförmigen Einschaltungen in der sandigen Fazies des *Robulus*-Schliers auf, wie es auf Blatt 49 Wels (KOHL & KRENMAYR, 1997) auch dargestellt wurde. Diese sind Ausdruck eines Verzahnungsbereichs von Kletzenmarkt-Formation und *Robulus*-Schlier, meist bis zu 10 Meter mächtig und einige hundert Meter lang. Dieser Verzahnungsbereich könnte zukünftig auch als Subformation des *Robulus*-Schliers definiert werden (siehe Abschnitt *Robulus*-Schlier). Die linsenförmigen Einschaltungen konnten in einer aufgelassenen Sandgrube (R: 426520, H: 5343406) sowie in einigen Aufschlüssen (R: 425831, H: 5344061; R: 426567, H: 5343336; R: 427457, H: 5344793; R: 429026, H: 5343523) beobachtet werden, wurden aber überwiegend durch Lesesteinkartierung erkannt. Lithologisch handelt es sich bei den Einschaltungen um glaukonitreiche Mittel- und bereichsweise Grobsande, die Sandsteinbänke bilden. Des Weiteren können auch sortierte fein- bis mittelsandige Bereiche auftreten. Typisch sind auch Mollusken, die teils sogar als Schilllagen in Erscheinung treten können. Einen untypischen Habitus hatte die stark verwitterte Kletzenmarkt-Formation in einer Baugrube auf der Hochfläche von Schlatt (R: 426649, H: 5343485), wo neben der typischen, limonitisch oxidierten Färbung der zersetzten Sande auch mehrere blaugrün gefärbte, stark verwitterte sandige Linsen auffielen. Des Weiteren lassen sich mächtigere Pakete von Kletzenmarkt-Formation im Hangenden des *Robulus*-Schliers auf den markanten Geländekuppen nördlich von Roitham und nordöstlich von Rexham beobachten. Die Lithologie dieser Bereiche, die in Aufschlüssen (z.B. R: 429620, H: 5345919) und mittels Lesesteinkartierung (z.B. bei R: 429238, H: 5346054; R: 429509, H: 5345938) aufgenommen wurde, kann als schlecht sortierter glaukonitischer Grobsand bis Kies beschrieben werden. In dieser faziellen Ausprägung der Kletzenmarkt-Formation sind bis zu einem halben Meter mächtige Sandsteinlagen auffällig, die als große Gesteinsplatten auf den Ackerflächen zu finden sind.

### **Plesching-Formation**

Allgemein wurden die auftretenden Sande nur der Plesching-Formation zugeordnet, wenn sie einen hohen Kiesanteil und Phosphoritknollen, fossile Hölzer und Makrofossilien zeigen. Dies konnte bisher nur bei Aichberg (R: 432622, H: 5345151) und Annaberg (R: 435816, H: 5347596) festgestellt werden. Nördlich von Oberscharthen, zwischen Roitham und Forst wurde auf bisherigem Kartenmaterial (RUPP et al., 2011; MOSER & LINNER, 2020) zwischen Älterem Schlier im Liegenden und *Robulus*-Schlier im Hangenden ein etwa 20 Meter mächtiger Abschnitt ausgewiesen, welcher der Kletzenmarkt-Formation zugeordnet wurde. Dies beruht auf der konzeptionellen Kartierung von SCHADLER (1964), der hier Phosphoritsande (Plesching-Formation) verzeichnete. Dies kann durch die vorliegende Kartierung in keiner Weise nachvollzogen werden und wurde so auf dem angrenzenden Blatt 49 Wels (KRENMAYR, 1996) auch nicht umgesetzt. Fast durchgehend folgt im genannten Gebiet direkt auf dem Älteren Schlier der *Robulus*-Schlier mit zahlreichen Einschaltungen der Kletzenmarkt-Formation, in Form von Sanden, Sandsteinen und Kiesen. Diese werden generell aufgrund ihrer höheren Erosionsbeständigkeit gegenüber den Peliten angereichert, was im Gelände den Eindruck einer mächtigen sandigen Einschaltung erwecken könnte.

### **Quartär**

#### **Jüngere Deckenschotter, Ältere Deckenschotter, u.a. (?)**

Unter den Lössablagerungen im Osten des Viertelblattes, bei der Langsiedlung (R: 437053, H: 5348730) lassen sich schmale Kieskörper beobachten, mit einer Unterkante auf etwa 290–300 m und einer Mächtigkeit von bis zu 10 m. Es handelt sich dabei um sandige Kiese, die überwiegend aus Quarzkomponenten aufgebaut sind und eine gelbe Färbung zeigen. Ein weiteres Vorkommen, mit einer Unterkante auf 290 m, wurde in einer aufgelassenen Kiesgrube (R: 438089, H: 5349161) aufgefunden. Hier zeigt sich ein gut sortierter Kies mit sandiger Matrix, der in siltigen Feinsand übergeht. Aufgrund der Höhenlage lassen sich diese Ablagerungen den Jüngeren Deckenschottern zuordnen (RUPP et al., 2011; HOFMAYER, 2021). Zusätzlich wurden entlang des Höhenrückens bei Thalham Kieskörper beobachtet, die eine Unterkante auf einer Höhe von 320–340 m aufweisen. Lithologisch sind sie vergleichbar mit den Kiesen in der Langsiedlung und werden ebenfalls von mächtigem Löss überlagert. Die Höhenlage lässt generell auf Ältere Deckenschotter schließen, wobei die höchstgelegenen Kiese mit Unterkante auf 340 m auch den frühpleistozänen Wolfsjäger-Schottern zugeordnet werden könnten (HOFMAYER, 2021).

#### **Überschwemmungsablagerungen**

Der Sedimentkörper entlang des Badlbachs, zwischen Straßham und Gumpolding, wurde auf der Geologischen Karte von Oberösterreich (RUPP et al., 2011) als Hochterrasse ausgeschieden, was hier revidiert werden muss. Das beobachtete Sediment dieses Bereiches ist überwiegend ein gut sortierter Feinsand bis Silt mit einem hohen Glimmeranteil, lithologisch ist es daher eher vergleichbar mit Auesedimenten oder Überschwemmungsablagerungen. In zwei Baugruben bei Gumpolding und Straßham

(R: 436160, H: 5346700; R: 436637, H: 5348599) konnten diese Sedimente aufgenommen werden, wo auch eine deutliche Schichtung erkennbar ist. Vergleichbare Ablagerungen lassen sich aufgeschlossen (R: 437864, H: 5349014; R: 437935, H: 5348867) entlang des Baches von Schönering nach Thalham auf einer Höhe von etwa 280 m beobachten. Die mehrere Meter mächtige Abfolge zeigt allgemein ein sehr gut sortiertes, siltig, sandiges Sediment, das geschichtet und reich an organischem Material ist. Im Detail lassen sich ungestörte Bereiche mit gut erhaltenen Gastropoden finden, sowie Schillagen, die fast ausschließlich aus umgelagerten Schalenbruchstücken von Gastropoden bestehen. Diese wurden als Lössschnecken identifiziert und konnten auch in den hangenden Bereichen festgestellt werden, wo ein heller, gut sortierter Silt überwiegt. Im Liegenden der Ablagerungen lassen sich Kieslagen mit inkrustierten Geröllen sowie schräg geschichtete Sande beobachten. Außerdem lässt sich in einem Aufschluss (R: 437864, H: 5349014) eine etwa 50 cm mächtige Lage aus fein laminiertem siltigem Ton beobachten. Diese Lage wird von einer schwarzen, organischen Lage abgeschlossen, die auf Pollen untersucht werden kann. Diese Beobachtungen lassen auf ein fluviatiles bis limnisches System schließen, das von der umgebenden Lösssedimentation stark beeinflusst wurde. Das Sediment und die Situation ist vergleichbar mit dem Quartär von Winkeln (RUPP, 2016), das als würmzeitlich datiert wurde. Auch KOHL (1968) berichtet von vergleichbaren Ablagerungen, die am Rand des Eferding-Beckens über der Niederterrasse durch hohe Grundwasserstände gebildet wurden. Damit könnten diese Ablagerungen zeitlich in Zusammenhang mit der Bildung der Niederterrasse und den Hochflutfeldern (KOHL, 1968) gebracht werden. Womöglich wurden die in das Eferding-Becken einmündenden Gerinne im Spätglazial durch Hochwasserereignisse der Donau rückgestaut. Dadurch kam es vermutlich in den Seitentälern zur Bildung von breiten Überschwemmungsebenen und Sumpfbereichen, was das feinkörnige Sediment und der hohe Organik-Anteil belegen. Eventuell wurden die Seitentäler aber auch durch die Massenbewegungen, die zum Eferding-Becken hin abgleiten, verengt und es kam zum Aufstauen der Bäche. Dies würde zu dem eher engen Talausgang und breiten Hinterland des Badlbachs passen.

#### **Löss**

Mächtige Lössablagerungen lassen sich von Axberg über Kleinhart und Annaberg nach Südosten hin großflächig aufnehmen. Das gut sortierte, siltige Sediment wurde in diesem Gebiet in zahlreichen Aufschlüssen (R: 437413, H: 5348107; R: 438083, H: 5347476) und in einigen Baugruben (R: 434291, H: 5344912; R: 435929, H: 5345445; R: 436398, H: 5348014) beobachtet. Immer wieder treten auch Lössschnecken im Sediment auf (z.B. R: 437242, H: 5348037), die auch auf einigen Ackerflächen beobachtet werden können. Die Liegenden Sedimentkörper treten in diesem Gebiet nur zutage, wenn diese durch gravitative Massenbewegungen freigelegt wurden, wie es an den Nordhängen zwischen Axberg und Kirchberg zu beobachten ist. Außerdem lassen sich Lössablagerungen entlang des Höhenrückens von Polsing bis zum Spitzwirt beobachten, wo sie entlang der Ostseite zu finden sind. Auch bei Kranzing konnte eine Baustelle aufgenommen werden, die das typische siltige Sediment zeigt (R: 432901, H: 5346268). Bei Rexham konnte in zwei Baugruben

(R: 428515, H: 5345675; R: 429070, H: 5345394) mehrere Meter mächtiger Löss mit Lössschnecken aufgenommen werden. Hier lagerte sich der Löss an einem Südwesthang ab. Auch von Hundsham und Epping nach Süden lagern sich mächtige Löss über den miozänen Sedimenten, wie es in zwei Baugruben beobachtet wurde (R: 427007, H: 5442862; R: 427753, H: 5341990), ab.

### **Yardangs**

Bei den bugartigen Landschaftsformen entlang des Höhenrückens von Roithen bis Axberg ist auffällig, dass deren Orientierung in keinem Zusammenhang mit der Abflussrichtung der Bäche (NW–SE) steht. Dies wäre zu erwarten, wenn abfließendes Wasser der treibende erosive Faktor ihrer Bildung gewesen wäre. Die Geländeformen hier sind meist langgezogen, schmal und relativ einheitlich WNW–ESE orientiert, was insbesondere in den Laserscan-basierten Höhenmodellen deutlich erkennbar ist. Außerdem sind diese Höhenzüge nicht von Lössablagerungen bedeckt. Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, dass es sich um Winderosionsformen, sogenannte Yardangs handeln könnte, welche im Alpenvorland und auf dem Kristallin der Böhmisches Masse immer häufiger erkannt werden (SEBE et al., 2015).

### **Tiefgründige Verwitterung, Solifluktion**

Entlang des gesamten Höhenrückens von Roithen, über Hochscharten bis nach Forst finden sich in exponierten Bereichen kaum Lössablagerungen, was durch die erwähnte Winderosion zu erklären ist. Daher stehen in diesen Bereichen meist die miozänen Sedimente, wie *Robulus*-Schlier und Kletzenmarkt-Formation an der Oberfläche an. Auffällig ist, dass die Bereiche direkt auf den Geländekuppen und etwas nördlich davon von der typischen Lithologie dieser Formationen abweichen. Im Fall des *Robulus*-Schliers, der am häufigsten auftritt, ist eine Abnahme des Sandanteils zu beobachten, sowie eine bessere Sortierung des klastischen Sedimentanteils im oberen Bodenhorizont. Der *Robulus*-Schlier kann daher auf Ackerflächen leicht mit Lössablagerungen verwechselt werden, wobei die Sortierung im Fall von Löss im A-Horizont immer noch merkbar besser ist. Auch die Kletzenmarkt-Formation gewinnt in diesen Bereichen deutlich an Feinanteil, so treten sandige, tonige Silte auf, die teils stark verlehmt sind. Zu beobachten ist dies beispielsweise in einer Baugrube bei Schlatt (R: 426649, H: 5343485). Auch wo der Ältere-Schlier ungestört entlang des Höhenrückens auftritt, kann eine Veränderung des Sediments beobachtet werden, beispielsweise in der Umgebung des Spitzwirts (R: 430390, H: 5345450). Dort besteht er aus gut sortiertem, porösem, geschichtetem und weißem, tonigem Silt und ist lediglich anhand der Fischschuppen und Pflanzenreste erkennbar. Diese Veränderungen sind auf eine in-situ Verwitterung zurückzuführen (KOHL & KRENMAYR, 1997), welche sicherlich mehrere Meter in das Sediment reicht. Die Verwitterungsprodukte blieben auf den Geländekuppen erhalten und wurden weder von erosiven Prozessen vollständig abgetragen, noch von Löss überdeckt. Allerdings lässt sich beobachten, dass die Südseiten der Kuppen meist kein solches tiefgründig verwittertes Material aufweisen. Hier finden sich aber hangabwärts teils mächtige Solifluktionsablagerungen, was darauf schließen lässt, dass hier das Verwitterungsmaterial hierher umgelagert wurde. Vermutlich reicht

diese Verwitterung noch in das Miozän zurück, wo sie direkt nach der Hebung unter klimatisch warmen Bedingungen einsetzte. Geli- und Solifluktionsablagerungen finden sich zahlreich, jedoch flächenmäßig in geringerem Umfang in Talungen und Geländemulden. Häufig stehen diese Ablagerungen genetisch in Zusammenhang mit aufgelockertem Material der großen Massenbewegungen, sowie den breiten Lössablagerungen, wo ausreichend Lockermaterial anfällt. Größere Bereiche mit Solifluktionsablagerungen wurden bei Obergrafing und Rexham aufgenommen, wo das Material aus den tiefgründig verwitterten miozänen Sedimenten stammt. Bei Forst, Kranzing und Thalham lassen sich ebenfalls mächtige Ablagerungen finden, die in Zusammenhang mit Löss gebracht werden. In einigen Baugruben (R: 427595, H: 5342922; R: 427957, H: 5343536; R: 430247, H: 5345979) konnte das Sediment aufgenommen werden, es handelt sich dabei um einen stark verlehnten, tonigen Silt, der auch sandige und kiesige Komponenten zeigt. Auffällig ist die meist fleckige Färbung von grau bis rötlich sowie die fehlende Schichtung.

### **Massenbewegungen**

Wie im Vorjahr (HOFMAYER, 2022) wurden weite Flächen aufgenommen, die durch große Massenbewegungen geprägt sind. Prominent ist der durchschnittlich ein Kilometer breite Streifen von Leppersdorf bis zur Langsiedlung, der nördlich des Höhenrückens zum Eferding-Becken durch zahlreiche Rotationsrutschungen geprägt ist. Außerdem rutscht der Südwesthang bei Thalham im Verband ab, was durch einzelne Rotationskörper erkennbar ist. Auch der Nordhang von Axberg bis Kirchberg ist durchwegs von Massenbewegungen geprägt. Sehr deutlich wird der Effekt der Massenbewegungen auch in der Gemeinde Scharten, wo fast alle Hänge in das nach Norden entwässernde Tal abgleiten. Hier ist der Maßstab der Rutschungen zwar nicht größer als im restlichen Kartengebiet, doch kommt es hier aufgrund der dichten Besiedlung zu erheblichen Schäden. Generell sind die distalen Bereiche der Massenbewegungen aus Fließ- und Gleitmassen aufgebaut, wobei der Ältere Schlier als Ausgangsmaterial meist noch gut erkennbar ist (R: 427958, H: 5347172). Die Ablagerungen sind meist tonig, lehmig, ohne jegliche Struktur, teilweise finden sich aber die typischen Kalkkonkretionen aus dem Älteren Schlier. Die proximalen Bereiche, nahe an der Abrisskante, sind meist im Verband abgerutschte Gleitschollen, wie sie in Rexham, Aigen und bei Oberscharten beobachtet wurden (R: 429070, H: 5345394; R: 425749, H: 5345868; R: 427958, H: 5345172). In mehreren Aufschlüssen und Baugruben am Hangfuß wurden zum Hang einfallende Schichten aufgenommen, die eindeutig den rotierenden Charakter der Gleitmassen belegen (R: 426589, H: 5344187; R: 429150, H: 5345071; R: 436637, H: 5348599). In einer Baugrube (R: 427215, H: 5344661) direkt am Höhenrücken nördlich von Loiben, wo oberflächlich zwar keine Rutschung erkennbar ist, konnte dennoch ein vertikaler Versatz der Schichten um etwa 30 cm beobachtet werden. Dies lässt auf initiales Abgleiten schließen.

### **Erosionsrinnen**

Im Gemeindegebiet von Scharten, das den Höhenzug im westlichen Teil des Kartenblattes einnimmt, sind auffällig viele, tief in den Hang eingeschnittene, meist trockene

Erosionsrinnen zu beobachten. Sehr markant ist der tiefe Einschnitt im *Robulus*-Schlier zwischen Unter- und Oberscharten, der ortsüblich als „Scharte“ bezeichnet wird und namensgebend für die Gegend ist. Die Genese dieser Täler steht sicherlich im Zusammenhang mit den zahlreichen Massenbewegungen. Zum einen erzeugen diese ein starkes Relief, zum anderen wird der Ältere Schlier freigelegt, der das Einsickern von Wasser verhindert. Somit kommt es oberflächlich zur Erosion und zu tiefen Einschnitten.

## Literatur

HOFMAYER, F. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 228–235, Wien.

HOFMAYER, F. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 243–248, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. – Sonderdruck aus: Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **1968**, 60 S., Linz.

KOHL, H. & KRENMAYR, H.-G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRENMAYR, H.-G. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 49 Wels. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – Tagungsband zur Arbeitstagung 2007 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis: Linz, 7.–11. Mai, 173–176, Wien.

MOSER, M. & LINNER, M. (2020): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 31 Eferding: Stand 2020, Ausgabe 2021/01, Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, H.6, Magistrat Linz, Linz.

SEBE, K., ROETZEL, R., FIEBIG, M. & LÜTHGENS, C. (2015): Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution. – *Catena*, **134**, 59–74, Amsterdam.

STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **209**, 19 S., Frankfurt am Main.

## Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau

### Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau

HOLGER GEBHARDT

#### Arbeitsgebiet

Im Jahr 2021 wurde mit der Kartierung der nördlichen Hälfte von NM 33-12-19 Tulln begonnen. Das westliche Viertel des projektierten Halbblattes (Tulln N) wurde bereits von ROETZEL (2015) veröffentlicht. Die in 2021 kartierten Gebiete sind der Autochthonen Molasse, der Waschberg- oder der Flyschzone zuzurechnen, weitere tektonische Einheiten kommen nicht vor. Im größten Teil des 2021 kartierten Gebiets treten an der Oberfläche Einheiten der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ auf. Vom Autor wurden zum Auffinden der häufig von Löss bzw. Lösslehm verdeckten älteren Einheiten zahlreiche Handbohrungen bis 1 m Tiefe durchgeführt. Das in 2021 geologisch kartierte Gebiet ist im Norden durch den Kartenblattrand, bzw. die Ortschaften Hausleiten, Goldgeben und Stockerau begrenzt, im Osten und Süden durch Spillern, sowie im Westen wiederum durch Hausleiten. Ein großer Teil des Arbeitsgebietes befindet sich im dicht, teilweise auch geschlossen bebauten Stadtgebiet von Stockerau. Basierend auf den wenigen Aufschlüssen erfolgte hier die Zuordnung der Flächen aufgrund eines detaillierten Höhenmodells (1 m Konturlinien aus Laser-Scan-Daten) insbesondere zur Abgren-

zung der Flussterrassen, sowie aus den Aufnahmen von GRILL (1957 bzw. 1962), der damals noch bestehende Aufschlüsse nutzen konnte. Für die Herstellung des Höhenmodells im GIS sei Kollege Leonhard Schwarz herzlich gedankt. Der westliche Teil des Arbeitsgebiets ist durch die markante Geländestufe des Wagram (ca. 25 Höhenmeter) geteilt, an die sich im Süden das Tullnerfeld anschließt. Ab dem westlichen Ortsrand von Stockerau prägen Flussterrassen und die Ausläufer der Waschberg-Zone die Landschaft. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in STEINBICHLER et al. (2019) und VAN HUSEN & REITNER (2011). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgte entsprechend der vorhandenen Literatur (GRILL, 1962; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL et al., 2009; ROETZEL, 2015; GEBHARDT, 2021) und in Anlehnung an die Kartierungen des Autors auf dem sich nördlich anschließenden Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn.

#### Kartierte Einheiten

##### Autochthone Molasse

##### Laa-Formation (*Karpatium*)

Von den drei Faziesvarianten der Laa-Formation (konglomeratisch, sandig und tonig-mergelig, siehe ausführliche Beschreibung in ROETZEL et al., 2009) wurde im Arbeitsgebiet nur die tonig-mergelige und die sandige Variante

gefunden (graue Mergel, Tonmergel und beige Sand- und Sandsteinlagen mit in der Regel wenige cm- bis dm-dicken, in Einzelfällen auch m-dicken Bänken). Die Laa-Formation tritt in einem schmalen Streifen entlang des Wagram vom Westrand des Arbeitsgebietes bis kurz vor Zögernsee zu Tage. Ein weiteres Vorkommen befindet sich an der Basis einer ehemaligen Schottergrube nordwestlich von Zögernsee. Die Schichten fallen mit 12–13° in nördliche Richtungen ein (008°, 315°).

Die entnommenen Proben enthielten Mikrofossilien (hauptsächlich planktische und benthische Foraminiferen), die ein karpatisches Alter anzeigen (oberes Untermiozän, ROETZEL et al., 2009).

Die häufigsten benthischen Foraminiferenarten sind *Ammonia* spp., *Bolivina hebes*, *Bulimina elongata*, *Cibicidoides lopjanicus*, *C. ungerianus*, *Heterolepa dutemplei*, *Elphidium* spp. *Lenticulina inornata*, *Porosonion granosum*, *Praeglobobulimina pupoides*, *Siphonodossaria consobrina* und *Spirorutilus carinatus*. Häufige planktische Arten sind *Globigerina praebulloides* und *Tenuitellinata angustumbilicata*. Die Laa-Formation bildet in lehrbuchartiger Weise einen Stauhazhorizont. An ihrer Oberkante treten im Arbeitsgebiet zahlreiche Quellen auf, an denen das im auflagernden Jüngeren Deckenschotter gespeicherte Grundwasser zu Tage tritt. Der Quellhorizont markiert daher das höhenmäßig oberste Auftreten von Laa-Formation, oft auch dann, wenn diese im Gelände von einer geringmächtigen Lehmschicht bedeckt ist.

## Waschberg-Zone

### Křepice-Formation (oberes Ottnangium)

Die Gesteine der Křepice-Formation (eisenschüssige Tone und Sande) sind typischerweise kalk- und mikrofossilfrei. Die dominierenden mittel- bis dunkelgrauen Ton- und Siltsteine enthalten gelbe feinkörnige Sandsteinlagen im cm- bis dm-Bereich. Die weiter im Norden typischen orangefarbenen, splitttrigen limonitischen Konkretionen sind hier seltener, aber doch vorhanden. Die Vorkommen reichen von der Flur „Am Berg“ (ehem. Kies-Abbau) westlich von Stockerau über das Stadtgebiet bis nördlich des Erholungszentrums (Neubaugebiet) und östlich des Senningbaches (ehem. Tongrube). Die von GRILL (1957) verzeichneten Vorkommen westlich und südöstlich der Marienhöhe und im heute geschlossen verbauten Gebiet nördlich des Stadtzentrums konnten wegen der Verbauung oder der zeitweisen Nutzung des Geländes als Bauschutthalde nicht wiedergefunden werden. GRILL (1962) berichtet jedoch sehr detailliert über die Vorkommen, sodass von ihrem Vorhandensein ausgegangen werden kann. Im Neubaugebiet nördlich des Erholungszentrums fallen die Schichten mit 60° Richtung SSW (135°) ein. Aufgrund der Fossilfreiheit resultiert die Alterseinstufung (oberes Ottnangium) aus der stratigrafischen Position zwischen Ždánice-Hustopeče-Formation und Laa-Formation.

### Ždánice-Hustopeče-Formation (Eggenburgium)

Die Ždánice-Hustopeče-Formation (Auspitzer Mergel, Schieferige Tone und Tonmergel) besteht im kartierten Gebiet aus, je nach Verwitterungsgrad, dunkelgrauen bis hellgrauen (tw. weißen) Mergeln und Tonmergeln mit dünnbankigen (cm–dm), siltigen und sandigen Zwischenlagen. Meterdicke (grobe) Sandlagen mit Kornverfeinerungssequenzen (Turbidite) oder gar Olistolith füh-

rende Debris flow-Ablagerungen (Blockschichten) wie im nördlich anschließenden Blatt Hollabrunn Süd (GEBHARDT, 2021) wurden nicht gefunden. Die Vorkommen befinden sich nordöstlich von Stockerau (ehemalige Tonmergelgrube, jetzt Bauschuttdeponie) und nördlich von Spillern bis zur Flur Heidfeld. In der gut aufgeschlossenen Tonmergelgrube nordöstlich von Stockerau fallen die Schichten mit 13–32° Richtung Südosten ein (105–209°). Die gefundenen Foraminiferenassoziationen sind typisch für diese Formation und zeigen ein Eggenburgium-Alter an (vergl. ČIČHA et al., 1998). Frische Proben sind sehr artenreich und divers, während stark verwitterte Proben oft nur wenige verwitterungsresistente Exemplare aufweisen. Typische benthische Arten sind *Ammonia* spp., *Bolivina hebes*, *Bulimina elongata*, *Cibicidoides lopjanicus*, *C. ungerianus*, *Cibicidoides* spp., *Elphidium subtypicum*, *Fursencoina akuta*, *Hanzawaia boueana*, *Lenticulina inornata*, *Melonis pompilioides*, *Nonion commune*, *Orisorsalis umbonatus*, *Praeglobobulimina pupoides*, *Porosonion granosum*, *Pullenia* spp., *Semivulvulina pectinata*, *Stilostomella* spp. und *Uvigerina multistriata*. Typische planktische Arten sind: *Globigerina praebulloides*, *Globigerina ottnangiensis*, *Globigerinella obesa* und *Paragloborotalia inaequiconica*.

### Robulus-Schlier (Eggenburgium bis unteres Ottnangium)

Zusätzlich zu den in der Waschberg-Zone getätigten Arbeiten wurden südlich der Donau bei Zeiselmauer und Muckendorf gewonnene Bohrproben (Brunnenbohrungen, dankenswerterweise bereitgestellt von Reinhard Roetzel) biostratigrafisch untersucht. Die Schlämmrückstände enthielten nur sehr wenige Mikrofossilien, in erster Linie Schwammnadeln und Rhaxen, vereinzelt auch Radiolarien und Foraminiferen (*Ammonia* cf. *beccarii*, *Bulimina* sp., *Cibicidoides lopjanicus*, *Cibicidoides* spp., *Globigerina praebulloides*, *Porosonion granosum*). Die Assoziationen und die Lithologie können aber gut mit denen des sogenannten Robulus-Schliers (GEBHARDT, 2008) verglichen werden. Die untersuchten Proben werden deshalb dem Robulus-Schlier zugeordnet.

## Flyschzone

### Greifenstein-Decke (Campanium–Maastrichtium)

Graugrüne Tone (bzw. Tonstein im unverwitterten Untergrund) und teilweise gelbe Fein- und Mittelsandsteine der Greifenstein-Decke (GRILL, 1957; SCHNABEL et al., 2002) treten in einem kleinen Areal nördlich von Spillern auf. Aufgrund der Lithologie und der tiefgründigen Verwitterung konnte ein Einfallen der Schichten nicht gemessen werden. Neben den für Flyschablagerungen typischen agglutinierenden benthischen Foraminiferenarten (*Bathysiphon* sp., *Cyclammina* sp., *Hormosina* sp., *Placentamina placenta*, *Psammisiphonella cylindrica*, *P. rzehaki*, *Trochamminoides contortus*, *T. proteus* und *T. variolarius*) treten auch planktische Arten auf, die eine Zuordnung der Ablagerung in den Zeitraum Campanium–Maastrichtium erlauben (*Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanita stuartiformis*).

## Junge Bedeckung

### Älterer Deckenschotter (Basis 45–70 m über der Donau, Günz-Eiszeit)

Die Älteren Deckenschotter um 220 Höhenmeter mit ihren sehr großen und oft rot gefärbten Komponenten (bis 30 cm Ø) entsprechen denen, die auf dem nördlichen An-

schlussblatt vorkommen (siehe GEBHARDT, 2016, für eine ausführliche Beschreibung). Das kartierte Vorkommen befindet sich nordöstlich des Golfplatzes Spillern bzw. nördlich der Flur Heidfeld.

#### **Jüngere Deckenschotter (Basis 20–40 m über der Donau, Mindel-Eiszeit)**

Die Jüngeren Deckenschotter (um 200 Höhenmeter) zeichnen sich durch eher weißliche Färbung, gute Sortierung und eine Seltenheit von sehr großen Geröllen aus. Im Westen des Arbeitsgebietes bilden sie den prominentesten Teil der Höhenstufe des Wagram. Sie lagern dort direkt über der Laa-Formation und sind der wichtigste Grundwasserleiter mit vielen Quellaustritten in diesem Bereich. Nach Osten nimmt die Ausbissbreite in diesem Höhengniveau zu. Nördlich und insbesondere nordöstlich bedecken die Jüngeren Deckenschotter Bereiche von mehr als 1 km Breite. Größere ehemalige Abbaue befinden sich westlich von Zögernsee und südlich des Golfplatzes Spillern. Die Mächtigkeiten erreichen am Wagram ca. 10 m, könnten im östlichen Bereich bis zu 20 m betragen, liegen aber wahrscheinlich im Allgemeinen aber deutlich darunter.

#### **Terrasse (Basis ca. 15 m über der Donau, Rib-Eiszeit)**

Ein weiteres Terrassenniveau befindet sich bei ca. 190 Höhenmeter. Die Fein- bis Mittelkiese, Sande und Lehme zeigen sonst keine speziellen Merkmale. Das westlichste Vorkommen befindet sich westlich von Zögernsee. Das Vorkommen in der Flur „Am Berg“ westlich des Göllersbaches wurde bereits weitgehend abgebaut. Die Vorkommen an der Marienhöhe und im Stadtgebiet von Stockerau sind größtenteils nicht aufgeschlossen (wegen Lössbedeckung oder Bebauung). Erst weiter im Osten von Stockerau (Erholungszentrum, östlich des Senningbaches) sind größere Vorkommen an der Oberfläche zugänglich. Die Verbreitung dieses Terrassenniveaus wurde in weiten Bereichen aus der Morphologie auf Basis des Laser-Scan-Höhenmodells abgeleitet.

#### **Terrasse, (Basis ca. 5 m über der Donau, Würm-Eiszeit)**

Das an dieser Stelle beschriebene Terrassenniveau ist dem zuvor beschriebenen Niveau mit der Basis 15 über der Donau lithologisch vergleichbar. Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal ist die Höhenlage. Auch hier sind weite Bereiche nur morphologisch von umgebenden Einheiten abtrennbar. Im Westen beginnen die Vorkommen bei Zögernsee. Bei der Flur Leberfeld bildet dieses Terrassenniveau eine kleine Steilstufe von ca. 5 m Höhe. Ihre größte Breite erreicht diese Terrasse im Stadtgebiet von Stockerau. Ausbisse befinden sich südöstlich des Erholungszentrums und östlich des Senningbaches in der Umgebung des Křepice-Formation-Vorkommens. Zwischen Stockerau und Spillern bildet diese Terrasse eine weithin sichtbare Steilstufe von ca. 10 m, wo die Kiesvorkommen in Bauaufschlüssen gut erkennbar sind. Die sich im Norden anschließende Hochfläche ist fast vollständig von Löss und Lösslehm bedeckt. Die Terrasse setzt sich nach Osten bis in das bebaute Gebiet von Spillern fort.

#### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Löss-

kindl) und/oder Lössschnecken nehmen einen großen Anteil des Arbeitsgebiets ein. Sie bedecken insbesondere die Hochflächen nördlich des Wagram, die Hänge entlang von Göllersbach und Senningbach und die Übergänge zwischen den einzelnen Terrassenniveaus. Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich und erreichen auf der Hochfläche nördlich des Wagram mehr als 10 m (GEBHARDT, 2020).

#### **Höhere Flur II („Feld“) und Höhere Flur I („Donaufeld“)**

Die von ROETZEL (2015) unterschiedenen Einheiten Höhere Flur I und Höhere Flur II setzen sich in das 2021 kartierte Gebiet fort. Die Höhere Flur II ist weiter von der heutigen Donau entfernt als die Höhere Flur I. Beide Einheiten bestehen sowohl aus Rinnensedimenten (Kies, Sand) als auch aus Hochflutsedimenten (Auelehm, Ton, Sand), die in lokal sehr unterschiedlichen Verteilungen vorkommen, wie auch mehrere aktive Tagebaue belegen. Mit Hilfe von Laser-Scan-Daten können die beiden Einheiten viel deutlicher als im Gelände selbst unterschieden werden. Die Höhere Flur I weist insbesondere in „hill shade“-Darstellungen und im hochauflösenden Höhenmodell deutlich strukturiertere Spuren der ehemaligen Donauarme bzw. deren Mäander, Prall- und Gleithänge auf als die durch bedeutend längere landwirtschaftliche Nutzung überprägte und höher gelegene Höhere Flur II. Der Wagram bzw. die oben beschriebenen Terrassen bilden, oft mit deutlicher Steilkante, die Grenze zum Tullnerfeld mit den hier beschriebenen Einheiten. Während im Westen (Hausleiten) die Höhere Flur ca. 1 km vom Ost–West verlaufenden Wagram und den älteren Einheiten entfernt ist, beträgt die Distanz im Bereich des Eintritts des Göllersbaches nur noch 500 m. Östlich von Spillern beträgt die Breite sogar nur noch wenige Zehnermeter.

#### **Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen**

Die braunen, oft kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In wenigen kleinen Tälern zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach, die jetzt durch landwirtschaftliche Aktivität überprägt sind. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein, auch Lockergesteinen wie Deckenschotter oder Löss, ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen.

#### **Bach- oder Flussablagerung**

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (Stranzendorfer Bach, Göllersbach, Senningbach), aber auch ihrer kleineren Zuflüsse kartiert. Die ebenen Flächen entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen sind heute von Böden bedeckt und werden größtenteils landwirtschaftlich genutzt. Die ebene Fläche zu beiden Ufern des Göllersbaches erreicht eine Breite von bis zu 1 km. Insbesondere in der Umgebung von Stockerau wurden in den letzten Jahren zahlreich Industriebauten auf Kosten der landwirtschaftlichen Nutzfläche in den jungen Bach- oder Flussablagerungen errichtet.

#### **Schwemmfächer**

Eine deutliche kegelförmige morphologische Erhebung in Verbindung mit einer Taleinkerbung wurde zwischen Gold-

geben und Zögernsee kartiert (siehe oben). Es ist nicht auszuschließen, dass durch die intensive Bautätigkeit in und um Stockerau weitere Schwemmfächer inzwischen nicht mehr als solche erkannt werden können.

### ***Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Bebauung)***

Künstliche Anschüttungen wurden beim Bau der Autobahn A22 und der parallelen Eisenbahnlinie über weite Strecken vorgenommen. Daneben gibt es zahlreiche kleinere und größere Anschüttungen insbesondere in und um Stockerau herum, die aber nicht in allen Fällen in die Karte eingetragen wurden. Zusätzlich gibt es großräumige Bauschuttdeponien und Müllhalden (z.B. nördlich Marienhöhe). Oft wurden auch ehemalige Kies-, Ton- und Mergelabbau mit Abraum oder Bauschutt „renaturiert“ oder verfüllt, insbesondere in den Außenbereichen von Stockerau. In diesen Bereichen sind auch große Industriebauten und Lagerhallen errichtet worden.

## **Paläogeografische Interpretation**

Wie schon im Bericht von GEBHARDT (2020) dargestellt, ist der Bereich zwischen der Gelände- und Schichtstufe des Wagram im Süden und den ersten Erhebungen des sich nördlich anschließenden Hügellands nahezu durchgehend eben ausgebildet und fast vollständig von Löss bedeckt. Im Untergrund sind Jüngere Deckenschotter und darunter Laa-Formation anstehend. Diese Ebene stellt eine mitteleozäne Flussterrasse der Donau dar, die in weiterer Folge von Löss bedeckt wurde. Ähnliches gilt für den Bereich nördlich von Spillern. Nur ist hier das Relief durch zahlreiche Taleinschnitte stärker ausgeprägt.

## **Literatur**

CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **549**, 325 S., Frankfurt am Main.

GEBHARDT, H. (2008): Ökostratigraphie gestützt auf statistische Methoden: ein erster Anwendungsversuch für die Kartierung der allochthonen Molasse in Österreich. – Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft. – Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband, **6**, 29–30, Erlangen.

GEBHARDT, H. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.

GEBHARDT, H. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 520–521, Wien.

GEBHARDT, H. (2021): Lower Miocene olistostromes and giant olistoliths: A new interpretation of the Eocene Waschberg Limestone occurrences and consequences for the structural composition of the southern Waschberg-Zdanice Unit in Lower Austria. – *Geologica Carpathica*, **72/1**, 48–67, Bratislava. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.72.1.4>

GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROETZEL, R. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 39 Tulln. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOČIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHABERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – *Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal*, **60**, 366–387, Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.60.2-3.09>

